

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

**Этапы  
тектонического  
развития  
докембрия Карелии**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

Труды, выпуск ~~18~~ 18

ЭТАПЫ  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО  
РАЗВИТИЯ  
ДОКЕМБРИЯ  
КАРЕЛИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД • 1973

4765  
18

1973 г.

УДК 551.24 + 551.72

**Этапы тектонического развития докембрия Карелии.** Труды Института геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 18. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, 1—175.

На основе обобщения большого фактического материала в монографии коллектива авторов в геолого-историческом аспекте последовательно рассматриваются периоды дислокаций в архее и протерозое Карелии. Описываются конкретные разновозрастные тектонические структуры, области проявления различных периодов дислокаций и особенности их стиля. Работа является первым опытом систематизации материалов по докембрию Карелии с палеотектонических позиций.  
Рис. — 60, библи. — 139 назв.

Редакционная коллегия:

*В. А. СОКОЛОВ (отв. ред.), Ю. И. ЛАЗАРЕВ,  
М. М. СЕНАРЕВ*

БИБЛИОТЕКА  
Карельского филиала  
Академии наук СССР



## ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы резко возросло внимание исследователей к различным аспектам тектоники докембрия, особенно к наиболее ранним его этапам. Этот интерес обуславливается разными причинами. С одной стороны, широкий размах геофизических исследований строения глубоких уровней земной коры предопределяет необходимость сравнения полученных данных с доступными для непосредственного геологического изучения областями докембрийских щитов, где эти уровни выходят на поверхность. С другой стороны, разработанные методы расшифровки тектонического строения районов раннего докембрия позволили, во-первых, вплотную подойти к детальному возрастному расчленению тектонических структур и, во-вторых, устанавливать как в региональном масштабе, так и в рамках ограниченных участков, вплоть до отдельных обнажений, возрастные отношения деформации пород с метаморфизмом и магматической деятельностью. Все более широкое использование в изучении докембрия литологических, вулканологических и других методов дало возможность для расшифровки разных сторон палеогеологической обстановки, в том числе характера конседиментационных тектонических движений. Тем самым начала вырисовываться единая и все более детализируемая картина развития наиболее ранних этапов истории земной коры.

Территория Балтийского щита издавна служила своеобразным эталоном для исследователей докембрия. Не вдаваясь в многочисленные примеры, нельзя не отметить, что разработанная советскими исследователями схема тектонического расчленения докембрия восточной части Балтийского щита стала основой для докембрийской части легенды Тектонической карты Европы. Поэтому не случаен тот интерес, который был проявлен как советскими, так и зарубежными геологами к Конференции по тектонике докембрия восточной части Балтийского щита, которая была проведена летом 1971 г. в г. Петрозаводске Институтом геологии Карельского филиала АН СССР, Институтом геологии и геохронологии докембрия и Комиссией по международным тектоническим картам АН СССР.

Особенно велико значение результатов тектонического изучения докембрия восточной части Балтийского щита для выявления особенностей строения докембрийского фундамента Русской платформы. Кроме того, эти результаты имеют большое геологическое и методическое значение для общего подхода к интерпретации геофизических данных, которая нередко производится без учета разновозрастности наблюдаемых аномалий и того обстоятельства, что форма, ориентировка, интенсивность даже отдельной аномалии представляют лишь суммарный итог действия нескольких разновозрастных фаз тектогенеза, порой разделенных огромными интервалами времени.



В связи с этим все более ощущается необходимость обобщения фактического материала по этапам тектонического развития докембрия Карелии. Настоящая работа является первым коллективным опытом систематизации тектонических материалов в геолого-историческом аспекте. Основу ее составляют собственные материалы коллектива авторов, сотрудников Института геологии Карельского филиала АН СССР, Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Карельской экспедиции СЗТГУ МГ СССР.

Докембрийский фундамент территории Карелии был создан в ходе двух древнейших циклов геологического развития: архейского (беломорского) и протерозойского (карельского), в соответствии с которыми и ведется изложение материала.

Архейские структуры в настоящее время установлены только в пределах Беломорского блока. В работе на оригинальном фактическом материале впервые обосновывается выделение ряда последовательных периодов деформации в пределах западной части беломорского комплекса пород. Тектонические структуры протерозоя рассматриваются по периодам деформаций, из которых ребольский и селецкий периоды являются нижнепротерозойскими, а кондопожский — среднепротерозойским.

Разная степень детальности и разный методический подход к структурно-геологическому изучению отдельных районов естественно не могли не отразиться на содержании работы в целом. Однако авторы надеются, что эта работа привлечет внимание исследователей к историко-геологическому аспекту тектонического изучения докембрия и послужит своеобразным толчком для широкого развития поэтапных палеотектонических реконструкций на Балтийском щите.

В докембрии Карелии архейские и протерозойские (карельские) складчатые комплексы были выделены и охарактеризованы В. М. Тимофеевым (1935 г.). В первой схеме тектонического строения восточной части Балтийского щита, разработанной А. А. Полкановым (1939), архейские складчатые комплексы Карелии были включены в состав Беломорско-Норвежского и Финляндско-Карельского блоков архея, которые рассматривались как жесткие срединные массивы внутри Карельской геосинклинали. В последующие годы был разработан ряд схем тектонического строения территории Карелии. Те из них, которые строились с преимущественным учетом геофизических и радиогеохронологических данных, не всегда в достаточной мере учитывали имеющиеся результаты геологических исследований. В частности, широкое развитие процессов полиметаморфизма предопределяет возможность значительного омоложения наиболее древних комплексов. В результате возникли противоречивые представления о возрасте отдельных комплексов пород докембрия Карелии и соответственно их принадлежности к архею или протерозою.

Из существующих схем в настоящее время наиболее широкое признание получила схема тектонического строения территории Карелии, разработанная К. О. Кратцем (1955, 1958б, 1963), согласно которой в пределах Карелии выделяются две основные структурные единицы: Беломорский блок и Карельская зона карелид. Беломорский блок сложен глубокометаморфизованным комплексом пород архея, соответствующим сложноскладчатой системе беломорид. К архейскому комплексу в Карельской зоне карелид отнесены породы фундамента раннепротерозойских образований, в форме глыб и блоков выступающие в антиклинальных подзонах карелид, в частности, в пределах выделенного А. А. Полкановым Финляндско-Карельского блока, рассматриваемого К. О. Кратцем как Фенно-Карельское антиклинальное поднятие (Кратц и др., 1969).

Породы архея фундамента карелид преимущественно претерпели полную структурную перестройку и метаморфизм, сопровождающиеся формированием целого ряда гранитоидных пород и мигматитов различного типа как за счет пород фундамента, так и нижнепротерозойских серий. При этих условиях восстановление архейских структур в пределах Карельской зоны карелид представляет исключительно трудную задачу и требует проведения специальных структурно-петрологических исследований.

Среди исследователей докембрия Карелии нет единого мнения и относительно возраста сложноскладчатого комплекса пород Западного Беломорья, однако наиболее широкое признание получили геологически обоснованные представления о его принадлежности к архею. В отличие от архейских образований Карельской зоны карелид беломорский комп-



лекс пород сохранил черты, позволяющие по совокупности геолого-структурных, геофизических и петрологических данных отделить его от карелид в качестве самостоятельного Беломорского блока и выделить в его пределах архейскую складчатую систему беломорид. Поэтому в Карелии наиболее целесообразно тектонику архея рассмотреть на примере складчатой системы беломорид Беломорского блока.

## **БЕЛОМОРИДЫ. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ БЕЛОМОРИД С КАРЕЛИДАМИ. СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ**

Первоначальные размеры беломорского складчатого пояса неизвестны, и на территории Карелии беломориды в настоящее время достоверно установлены лишь в пределах Беломорского блока, который ограничен на юго-западе Карельской и северо-востоке Кольской зонами карелид, на северо-западе — полосой развития гранулитов, на востоке и юго-востоке скрыт водами Белого моря и осадочным чехлом Русской платформы. Вопрос о взаимоотношениях беломорид и карелид является дискуссионным. Специальные геологические исследования сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (Шуркин, 1968) показали, что сочленение беломорид и карелид происходит по зоне разлома с интенсивным развитием в широкой полосе процессов дробления, милонитизации и перекристаллизации, при этом по целому ряду геологических фактов доказывается более древний возраст беломорид. О тектоническом характере зоны сочленения свидетельствуют также результаты геофизических исследований (Цирульников, Сокол, 1968; Литвиненко, 1968). По мнению ряда других исследователей (Харитонов, 1966; Гилярова, 1967; Горлов, 1967; Перевозчикова, 1971; Бельков и др., 1971; Богданов, 1971), раннепротерозойские образования карелид и часть беломорских гнейсов являются разновозрастными образованиями и в зоне сочленения имеют постепенные переходы и единый фундамент (Горлов, 1967), представленный купольно-блоковыми структурами.

Комплексными исследованиями беломорид и зоны сочленения их с карелидами в Беломорском районе (Степарт, 1969) установлено, что образования нижнего протерозоя со структурным несогласием залегают на глубоко размытых складчатых сооружениях беломорид, а так называемые купольно-блоковые структуры «фундамента» представляют собою закономерные элементы единой складчатой системы беломорид. Кажущееся структурное согласие в зоне сочленения карелид и беломорид обусловлено одновременным развитием кристаллизационной сланцеватости в период нижнепротерозойских складчатых деформаций, в которые был вовлечен беломорский комплекс архея. В результате структурный план беломорид претерпевает определенную перестройку, согласуясь со структурным планом ранних карелид (системы складчатых структур северо-восточного и субмеридионального простирания). В период формирования протерозойской системы северо-западных складчатых структур в беломорском комплексе в основном имели место деформации дизъюнктивного характера, которые наиболее интенсивно проявились в зоне сочленения карелид и беломорид и обусловили развитие зоны разлома и в целом тектонический характер их сочленения, устанавливаемый в настоящее время.

Беломорский блок на уровне современного эрозионного среза в пределах территории Карелии сложен в подавляющем объеме архейскими образованиями так называемого беломорского комплекса, который включает различные по составу, структуре и текстуре гнейсы, гранитно-гнейсы, амфиболиты, интрузивные породы и породы, имеющие ультраметагенное происхождение. Гнейсы и амфиболиты, местами с линзами и прослоями



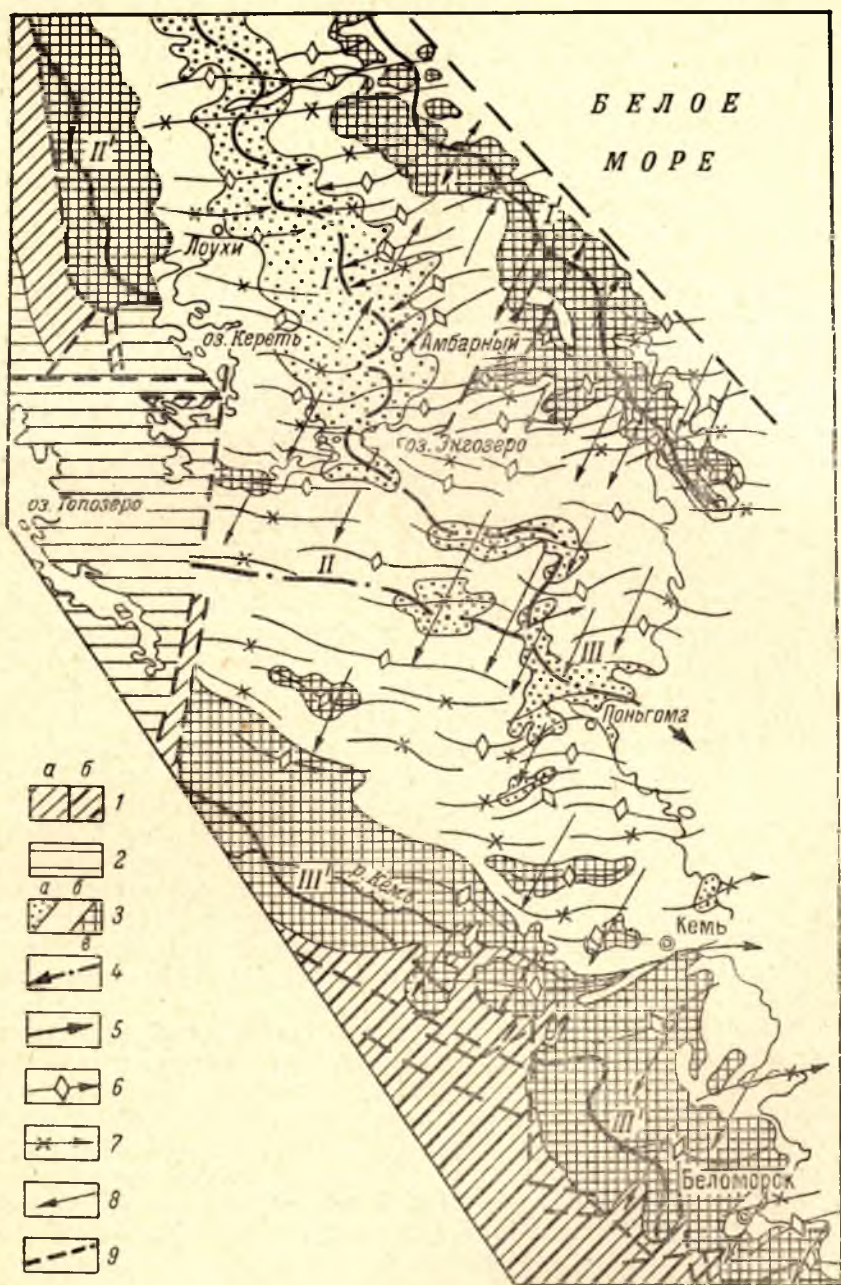


Рис. 1. Схема тектонического строения беломорид Западного Беломорья.  
Составил М. М. Стенарь.

1 — протерозойский (карельский) комплекс пород: (а — Северо-Карельская зона карелид, б — Восточно-Карельская зона карелид); 2 — нерасчлененные архейский и протерозойский комплексы пород; 3 — архейский (беломорский) комплекс пород (а — чупинская свита, б — хетоламбинская свита, в — керетская свита); 4 — оси синклиналиев беломорид (I — Лоухского, II — Кумозерского, III — Беломорского); 5 — оси антиклинорий беломорид: (I' — Приморского, II' — Западного, III' — Шуерецкого); 6 — следы осевых поверхностей антиклинальных складок лоухского периода деформаций и направления погружения осей; 7 — следы осевых поверхностей синклиналиев складок лоухского периода деформаций и направления погружения осей; 8 — следы осевых поверхностей складок протерозойского периода и направления погружения осей; 9 — разрывные нарушения.

кальцифиров, выделяются в беломорскую серию и рассматриваются в качестве метаморфизованных образований осадочного и вулканогенного происхождения геосинклинального типа.

Комплекс гнейсов, развитый вдоль западного побережья Белого моря, впервые стратиграфически был выделен В. М. Тимофеевым (1935 г.) под названием «беломорской формации» и по возрасту отнесен к ботнийским, а П. К. Григорьевым (1935) и Н. Г. Судовиковым (1937, 1939) — к свионийским образованиям архея. Представление об общей структуре беломорид впервые было дано А. А. Полкановым (1939, 1940) как о геосинклинали с шарниром, проходящим по Кандалакшскому заливу Белого моря. Н. Г. Судовиков (1939, 1958) общую структуру беломорид рассматривал как сложное сочетание разновозрастных архейских и частью протерозойских структур.

Первая схема стратиграфического расчленения беломорского комплекса и схема тектонического строения Северо-Западного Беломорья были разработаны в пятидесятые годы (Мишарев и др., 1960). Общая структура беломорид интерпретировалась как горстантиклинорий, имеющий сложноскладчатое внутреннее строение, а беломорская серия была подразделена на три последовательные в разрезе толщ. Л. Я. Харитонов (1960) общую структуру беломорид считал антиклиналью, а С. И. Макеевский (1959) — мегантиклинорием. В то же время Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати и другие рассматривают Северо-Западное Беломорье как моноклинальное юго-западное крыло синклинория с осью, проходящей по Кандалакшскому заливу Белого моря. В соответствии с иной структурно-тектонической трактовкой строения района они подразделяют беломорскую серию на 8 толщ (Е. П. Чуйкина и др.) или свит (Калафати, 1960). Таких же взглядов на общую структуру беломорид придерживается и Н. В. Горлов (1967). Признавая общую синклинальную структуру Беломорского блока в целом, К. А. Шуркин (1962, 1968), аналогично представлениям Д. Т. Мишарева и В. С. Смирновой (Мишарев и др., 1960; Смирнова, Бабошин, 1967), считает, что беломориды имеют сложноскладчатое внутреннее строение и беломорская серия подразделяется на 8 свит. Таким образом, в зависимости от структурно-тектонической трактовки строения беломорид количество стратиграфических единиц (толщ, горизонтов, свит, подсвит) и их последовательность в разрезе беломорской серии резко варьируют.

Все исследователи как характерную черту складчатой структуры беломорид отмечают сочетание продольных северо-западных и поперечных северо-восточных складок. По мнению одних исследователей, беломориды сформированы в результате двух архейских тектоно-магматических циклов (Судовиков, 1937, 1939, 1958) или архейского и протерозойского (Харитонов, 1966). Принципиально иной точки зрения придерживается К. А. Шуркин (1962, 1968), считающий, что беломориды сформированы в течение одной длительной архейской эпохи складчатости. Точки зрения о формировании складчатых структур беломорид в течение одной эпохи придерживаются также Н. В. Горлов, Л. В. Калафати, Е. П. Чуйкина. Специальные структурные исследования, проведенные в Северо-Западном и Западном Беломорье, не подтверждают представления о принадлежности всех складчатых структур к одной эпохе складкообразования или их одновременности, что отмечали в своих работах В. Л. Дук (1967), В. В. Эз (1967), М. М. Стенарь (1967г, 1969) и другие исследователи. Породы беломорского комплекса в основном характеризуются минеральными ассоциациями, типичными для амфиболитовой фации регионального метаморфизма. При этом ультраметаморфизм проявлен широко, хотя и неравномерно. До пятидесятых годов исследователи беломорского комплекса придавали исключительно большое значение процессам регио-



нального метаморфизма и ультраметаморфизма и в пространственном размещении пород различного петрографического состава видели в основном проявление метаморфической зональности. В последующие годы, когда при изучении беломорид стали широко пользоваться петрографо-тектоническим и особенно литолого-стратиграфическими методами, при построении стратиграфических схем метаморфизму отводили второстепенную роль, рассматривая беломорские гнейсы преимущественно как продукты изохимического регионального метаморфизма амфиболитовой фации, подверженные в той или иной степени процессам ультраметаморфизма. В целом распространилось мнение, что отложения беломорской серии претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фации, за которым последовали один (Шуркин и др., 1962) или два (Судовиков, 1939) этапа ультраметаморфизма. Отсутствие детальных исследований петрологии процессов метаморфизма и их корреляции с тектоническими процессами явилось основной причиной дискуссии о принадлежности фиксируемых в беломоридах структурных форм к одной или двум эпохам диастрофизма. До настоящего времени не проведены надлежащие детальные литологические исследования беломорской серии и не установлены надежные критерии для выявления первичной природы слагающих ее метаморфических пород. Отнесение толщ беломорской серии к формациям геосинклинального типа носит довольно условный характер, базирующийся на площадном распространении (относительной выдержанности по простиранию) и частично химическом составе петрографически различающихся пород при допущении их образования при изохимическом метаморфизме. При этом совершенно неясен объем орто- и паропород в составе серии. Значительное количество амфиболитов и гнейсов составляют группу метаморфических пород, первичная генетическая природа которых не установлена. Еще более сложным является отнесение тех или иных пород к интрузивным, эффузивным и другим группам магматических пород. Поэтому изучение магматизма в Беломорье весьма затруднено. Наиболее четко устанавливаются отдельные группы интрузивных магматических пород преимущественно основного состава, лучше сохраняющие свои взаимоотношения с вмещающими породами, особенности первичного состава и строения при метаморфических процессах. Граниты значительно сильнее преобразованы в гнейсы, неотличимые от парагнейсов без специальных детальных структурно-петрологических исследований.

С 1964 г. комплексное изучение стратиграфии, тектоники, метаморфизма и магматизма Западного Беломорья проводится сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР. При этом особое внимание уделяется изучению деформаций и процессов метаморфизма и магматизма как взаимосвязанных явлений, обусловленных меняющейся термодинамической обстановкой в ходе геологического развития Беломорского блока. Результаты этих работ с учетом опубликованных материалов других исследователей и данных по геофизике и радиологии позволяют сделать некоторые выводы о тектоническом развитии беломорид Карелии. Несомненно, что имеющиеся данные по мере дальнейших исследований этого исключительно сложного комплекса пород будут значительно пополняться и могут быть иначе интерпретированы.

## ПЕРИОДЫ ДЕФОРМАЦИЙ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Беломориды на территории Карелии сложены различными глубоко-метаморфизованными образованиями, первичная природа которых в большинстве случаев неясна, метаморфическими и ультраметаморфическими породами и интрузивными магматическими породами от ультрабазитов



до гранитов и пегматитов. За исключением тех интрузивных пород, магматическая природа которых установлена или наиболее вероятно магматическая и ультраметагенная, все остальные образования беломорского комплекса объединены в беломорскую серию, которая подразделяется на свиты и подсвиты в соответствии с наиболее широко укоренившимися терминами для подразделений беломорской серии, хотя правильнее было бы в настоящее время пользоваться свободными терминами, такими как «толща», учитывая полиметаморфический характер слагающих серию пород. Несомненно, что среди образований беломорской серии имеются и, видимо, преобладают первичноосадочные, о чем свидетельствует наличие выдержанных прослоев диопсидовых кальцифиров, перемежающихся с амфиболитами и квантит-гранат-биотитовыми гнейсами (реликтовая слюистость). Однако детальными петрологическими исследованиями установлено наличие в составе беломорской серии гранат-биотитовых, квантит-гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, которые образовались при процессах метаморфизма за счет более ранних пород диопсид-плагноклазового состава, а также выявлены гнейсы, которые образовались в результате метаморфизма более ранних гранитов. Эти гнейсы и амфиболиты фиксируют собою четкое проявление метаморфической зональности и соответственно требуется более критический подход к наблюдаемой смене пород в отдельных разрезах, особенно при интерпретации их первичной природы и отнесении к аналогам формаций геосинклиналей фанерозоя. Тем не менее закономерное пространственное размещение пород, их выдержанность на значительные расстояния в пределах Беломорского блока, закономерная фиксация ими как отдельных тектонических структур, так и всей складчатой системы беломорид вполне правомочно допускают использование стратиграфического принципа независимо от природы выявляемой последовательности пород в разрезе.

Беломорская серия на территории Карелии довольно четко подразделяется на три свиты: керетскую, хетолабинскую и чупинскую (рис. 1). В составе каждой из них выделяется по две подсвиты. Глиноземистые гнейсы, выделяемые на рассматриваемой территории В. С. Смирновой (1967) и некоторыми другими исследователями под названием енской свиты, нами исключены из состава беломорской свиты и рассматриваются как более молодые образования (Стенарь, 1969). Выделяемая ранее лоухская свита включена в состав чупинской серии в качестве нижней подсвиты, что, по нашему мнению, является более оправданным на настоящей стадии изученности беломорской серии. Нижняя подсвита керетской свиты представлена биотитовыми гнейсами при резком преобладании гранито-гнейсов, верхняя — биотитовыми, эпидот-биотитовыми амфиболсодержащими гнейсами с пропластками амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. Хетолабинская свита в нижней части разреза сложена амфиболитами (с пластами гранат-биотитовых, квантитсодержащих и амфиболовых гнейсов) и амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, в верхней части — амфиболсодержащими и биотитовыми гнейсами с пластами амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов. Нижняя подсвита чупинской свиты состоит из перемежающихся амфиболитов, гранат-биотитовых, квантит-гранат-биотитовых, биотитовых, амфиболсодержащих и двуслюдяных гнейсов, а верхняя подсвита представлена в основной своей массе гранат-биотитовыми и квантит-гранат-биотитовыми гнейсами с пропластками биотитовых гнейсов и реже амфиболитов. Кроме указанных пород в составе серии установлено наличие диопсидовых кальцифиров, эглогитоподобных пород, диопсид-плагноклазовых пород, относящихся к образованиям гранулитовой фации регионального метаморфизма и представляющих собою реликты наиболее древних пород беломорской

серии среди более поздних метаморфических гнейсов, амфиболитов и мигматитов (Стенарь, Володичев, 1970).

Границы выделяемых свит довольно четко прослеживаются по резкой смене гнейсов горизонтами, преимущественно сложенными амфиболитами. Последовательность в разрезе снизу вверх: керетская, хетолабинская, чушинская свиты вполне определенно устанавливается в частных разрезах прослеживаемых отдельных структур, охватывающих как образования двух соседних свит, так и всю беломорскую серию. Определение мощностей свит, подсвит и серии в целом представляет собою исключительно трудную задачу ввиду сложноскладчатого строения серии, а также значительного количества гранитондов в составе серии. Определяемые мощности беломорской серии от 8—9 км (Шуркин и др., 1962) до 15 км (Мишарев и др., 1960), учитывая изоклинальный характер складок и пологие погружения шарниров, на наш взгляд, являются завышенными, по крайней мере для территории Карелии.

Беломорский комплекс пород имеет исключительно сложное складчатое строение, обусловленное сочетанием взаимно пересекающихся разновозрастных складчатых систем. Относительная их последовательность устанавливается путем анализа взаимоотношения структурных элементов складок. Разрыв во времени документируется отношением интрузивных пород разного состава к последовательно формирующимся складкам. Термодинамические условия выявляются по анализу парагенезисов минералов, образовавшихся в разные периоды деформаций.

Для выявления термодинамических условий формирования складчатых структур беломорид не могли быть использованы методы установления минеральных фаций и индекс-минералов ввиду широкого развития неравновесных минеральных ассоциаций, принадлежащих амфиболитовой фации. В то же время парагенетический анализ позволил выявить несколько генераций и ассоциаций одинаковых минералов, образование которых связано с формированием определенно ориентированных систем складок. Поэтому за основу выявления термодинамических условий формирования складок был принят метод изучения химизма пар равновесных железо-магнезиальных минералов. Анализ, проведенный О. И. Володичевым, показал, что формирование разноориентированных систем складок происходило в разных условиях — от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма в интервале температур от 700 до 500°С и давлениях 12—14 кбаров. Следовательно, формирование беломорид происходило в условиях высоких давлений, что также отличает их от карелид, где метаморфизм кванцит-силлиманитового типа характеризуется более низкими значениями давления (Володичев, 1971).

Одновременное изучение стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма пород Западного Беломорья позволило выявить последовательность геологических процессов и их периодичность и установить, что структура беломорид сформирована в результате как минимум двух эпох складчатости: архейской и протерозойской. Интенсивное складкообразование в архее происходило по крайней мере в два самостоятельных периода. Складчатые деформации каждого периода как беломорской, так и карельской складчатостей в Западном Беломорье проявлены неравномерно.

В раннем периоде устанавливается определенная последовательность (этапность) в проявлении деформаций, на что указывает наличие автономных мелких складок в самых древних известных в настоящее время реликтах пород гранулитовой фации метаморфизма. Складки, образованные деформациями неизвестного направления, видимо, фиксируют собою проявление ранней фазы беломорской складчатости, с которой связано формирование наиболее древних в Беломорье интрузивных пород



ультраосновного и основного состава, подверженных в дальнейшем региональному метаморфизму и мигматизации. Последующий этап раннего периода устанавливается более четко. Фазами беломорской складчатости в этот этап были созданы складчатые структуры общего северо-западного простирания (рис. 1), которые четко контролируются размещением свит беломорской серии в пространстве. Формируются наиболее крупные структуры в беломоридах: Лоухский и Кумозерский синклинории, которые в районе Поньгома—Кемь сливаются в единый Беломорский синклинорий, Приморский, Западный (Ковдозерско-Керетский) и Шуерецкий антиклинории. Ядерная часть антиклинориев сложена образованиями керетской свиты, синклинориев — гнейсами чупинской свиты, а сопряженные их крылья — породами хетолампинской свиты. Следует отметить, что Кумозерский синклинорий относится к структурам наиболее слабо изученным. Формирование этих крупных структур сопровождалось образованием серии складок разного порядка, формированием метаморфической полосчатости, интенсивными процессами ультраметаморфизма и внедрением гранитов, которые также были подвержены деформациям с образованием складчатых структур субмеридионального—северо-западного простирания. Складки, судя по сохранившимся мелким складкам, были линейными, изоклиналильного типа, с шарнирами, близкими к горизонтальным. Реликтовые наиболее ранние складки, установленные нашими исследованиями, и складчатые структуры последующего этапа, впервые выделенные в беломоридах Северо-Западного Беломорья Д. Т. Мишаревым (Мишарев и др., 1960), нами рассматриваются как структуры единого периода проявления ранних фаз беломорской складчатости. Указанный период фаз ранней складчатости беломорид назовем чупинским по географическому названию местности, где они впервые были установлены. Региональный метаморфизм в чупинский период деформации достигал условий гранулитовой фации высоких давлений или фации дистеновых гнейсов, по В. С. Соболеву (Добрецов и др., 1970), и лишь к концу периода снижался до амфиболитовой фации и сопровождался процессами ультраметаморфизма (формирование магматитов и гранитизация). По равновесиям сосуществующих гранатов и биотитов на основе метода Л. Л. Перчука (1970) температуры в этот период были в интервале 650—700° С, а давления, определяемые на основании *РТ*-схемы минеральных фаций, предложенной А. А. Маракушевым (1968), достигали 12—14 кбаров.

В последующий период в результате проявления интенсивной фазы (фаз?) беломорской складчатости формируются субсеквентные поперечные складки общего субширотного простирания, что приводит к расчленению тектонических форм чупинского периода на имеющие сложное внутреннее строение менее крупные по масштабам структуры. При этом образуются серии разнопорядковых асимметричных и изоклиналильных складок подобного типа с пологими шарнирами и хорошо выраженной минеральной линейностью, параллельной шарнирам складок. Участками формируются лежащие изоклиналильные складки. В формировании системы субширотных складок изоклиналильные складки чупинского периода участвуют во многих случаях как аналоги полосчатой (слоистой) пачки пород, и тогда ранние структуры могут быть установлены лишь в тех местах, где выступают их замковые части. Изучение морфологии субширотных складок показало, что они формировались при высокопластичном состоянии вещества, но пластичное состояние было неоднородным. Более компетентные породы были блокированы и будинированы. Фактически они, видимо, обладали лишь большей вязкостью, о чем свидетельствует образование складок в ортопородах основного состава. Субширотные складки развиты на всех уровнях беломорской серии пород, но на терри-



тории Западного Беломорья интенсивность их проявления увеличивается с юга на север, хотя это может быть связано с тем, что на юге (в Беломорском районе) они в большей степени затусhevаны складчатыми деформациями протерозоя.

Субширотные складчатые структуры имеют неодинаковую пространственную связь с крупными структурами чупинского периода. К северу от Лоухского озера субширотные складки Западного антиклинория с осями погружающимися на восток участками полностью пересекают ядерную часть Лоухского синклинория. В этом случае породы чупинской свиты имеют моноклинальное залегание в ядре синклинория аналогично породам более мелкомасштабных изоклинальных складок. Южнее Лоухского озера в пределах ядерной части Лоухского синклинория устанавливаются погружения шарниров как в западных, так и восточных румбах.

Субширотные антиклинальные структуры — Амбарская с востока и Ульмангская с запада — представляют собою элементы общей субширотной антиклинальной зоны, пересекающей Лоухский синклинорий в районе пос. Амбарный. К северу от этой структурной зоны субширотные складчатые структуры опрокинуты на юг-юго-запад, благодаря чему породы здесь имеют преимущественное падение на север-северо-восток. Создается впечатление моноклинального строения этой территории. К югу от этой зоны субширотные складки опрокинуты на север-северо-восток, в результате чего наблюдаются резко превалирующие падения пород на юг-юго-запад. Формирование субширотных складок также сопровождается образованием надвигов, которые приурочены к контактовым зонам разнородных по литологическому составу пачек пород. Беломорская серия в этот период претерпевает наложенный региональный метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитизацию. Происходит формирование мигматитов, микроклин-плагноклазовых гранитоидов и пегматитов. Процессы гранитизации наиболее интенсивно проявляются в пределах антиклинальных структур, вплоть до образования гранито-гнейсов.

Установленный период проявления фазы (фаз?) беломорской складчатости, в результате которой формируется в беломорском комплексе пород система субширотных складчатых структур, предлагается назвать лоухским по географическому названию местности, где они в настоящее время наиболее достоверно установлены. Региональный метаморфизм в лоухский период деформаций протекал в условиях от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации (в качестве границы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в Беломорье принята линия равновесия кшанит + микроклин = мусковит + кварц, которая при высоких давлениях смещается в область более низких температур). Давление в этот период не опускается ниже 12 кбаров, температуры соответствуют интервалу 620—590°.

В результате тектонических движений рассмотренных двух периодов деформаций создается сложная или комбинированная, по Ли Сы-Гуану (Парфенов, 1961), тектоническая система беломорид. Некоторые структуры при этом приобретают облик мульдообразных и куполовидных структур, в действительности представляющих собой сложное сочетание линейных структур разного порядка и разного знака. Куполовидная форма указанных структур становится еще более четкой под влиянием наложения более поздних протерозойских складчатых деформаций. Указанные структуры некоторыми исследователями рассматриваются как первичные структуры фундамента беломорид, но они имеют не только разный масштаб и знак, но и устанавливаются на всех уровнях беломорской серии. Метаморфизм образований беломорской серии соответственно

проявился дважды в условиях, видимо, близких к изобарическим, но при различных температурах — от гранулитовой до границы с эпидот-амфиболитовой фацией.

Тектонические фазы чупинского и лоухского периодов сопровождались внедрением интрузий основного, ультраосновного составов и гранитов, которые в зависимости от времени внедрения подвержены совместно с образованиями беломорской серии складчатым деформациям, региональному метаморфизму и мигматизации. Однако среди интрузивных пород Западного Беломорья удалось выделить самостоятельный комплекс дифференцированных интрузий лерцолитов — габбро-норитов из состава так называемых друзитов Беломорья. Крайним членом этого комплекса, возможно, являются гиперстеновые диориты района Поньгомнаволока. Возрастное положение этого комплекса не вполне ясно. Детальное изучение комплекса В. С. Степановым в Куземо-Поньгомском районе (рис. 2) показало, что развитая здесь интрузия лерцолитов — габбро-норитов приурочена к разлому. Внедрение интрузии происходило после образования субширотных складок в условиях жесткого состояния вмещающей рамы. Интрузии секутся гранитами, также формирующими тела субширотного простиранья. Как в интрузиях базитов, так и гранитов установлено проявление тектонических напряжений, которые местами фиксируются появлением линейных элементов субширотного простиранья, согласующихся с линейными элементами субширотных складок, которые эти интрузии пересекают. В период проявления тектонических фаз протерозоя интрузии блокированы и подвержены складчатости совместно с вмещающими породами, а также пересекаются жилами более молодых гранитов. На основании приведенных данных интрузии комплекса лерцолитов — габбро-норитов могут являться образованиями, связанными с завершающим этапом формирования субширотных складок лоухского периода беломорской складчатости, или фиксируют собою начало тектонических деформаций протерозоя, которые проявились в образовании расколов в относительно жестком беломорском комплексе. Петрологически этот комплекс интрузий аналогичен дифференцированным гипербазит-габбро-норитовым интрузиям ранних карелид, что указывает на их возможную одновременность. Такое же геологическое положение свойственно интрузиям комплекса лерцолитов — габбро-норитов и в других районах Западного Беломорья, например в районе озер Энгозеро, Боярского и Воронского. Всюду они связаны с разломами, хотя местами приурочены к замковым частям субширотных складок.

В результате фаз беломорской складчатости чупинского и лоухского периодов происходит определенная стабилизация земной коры в Западном Беломорье, но не достаточная для перехода в платформенную стадию, благодаря чему беломориды вовлекаются в протерозойскую складчатость. Во время карельской складчатости структура беломорид усложняется складками субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Эти системы складок являются сквозными и охватывают как архейские породы Беломорского блока, так и протерозойские образования Карельской геосинклинали, но степень проявления их неодинакова по площади развития как беломорид, так и карелид. Разнопорядковые складки этих систем преимущественно имеют открытый характер. Шарниры их и минеральная линейность имеют погружение как в северных, так и южных румбах с меняющимися углами, но преобладают погружения под углом около  $30^\circ$ . Складчатые системы субмеридионального и северо-восточного простиранья в беломоридах, видимо, формируются в ребольский период карельской складчатости, так как в карелидах четко установлены складчатые системы ребольского периода субмеридионального и северо-восточного простиранья. Развитые менее интенсивно



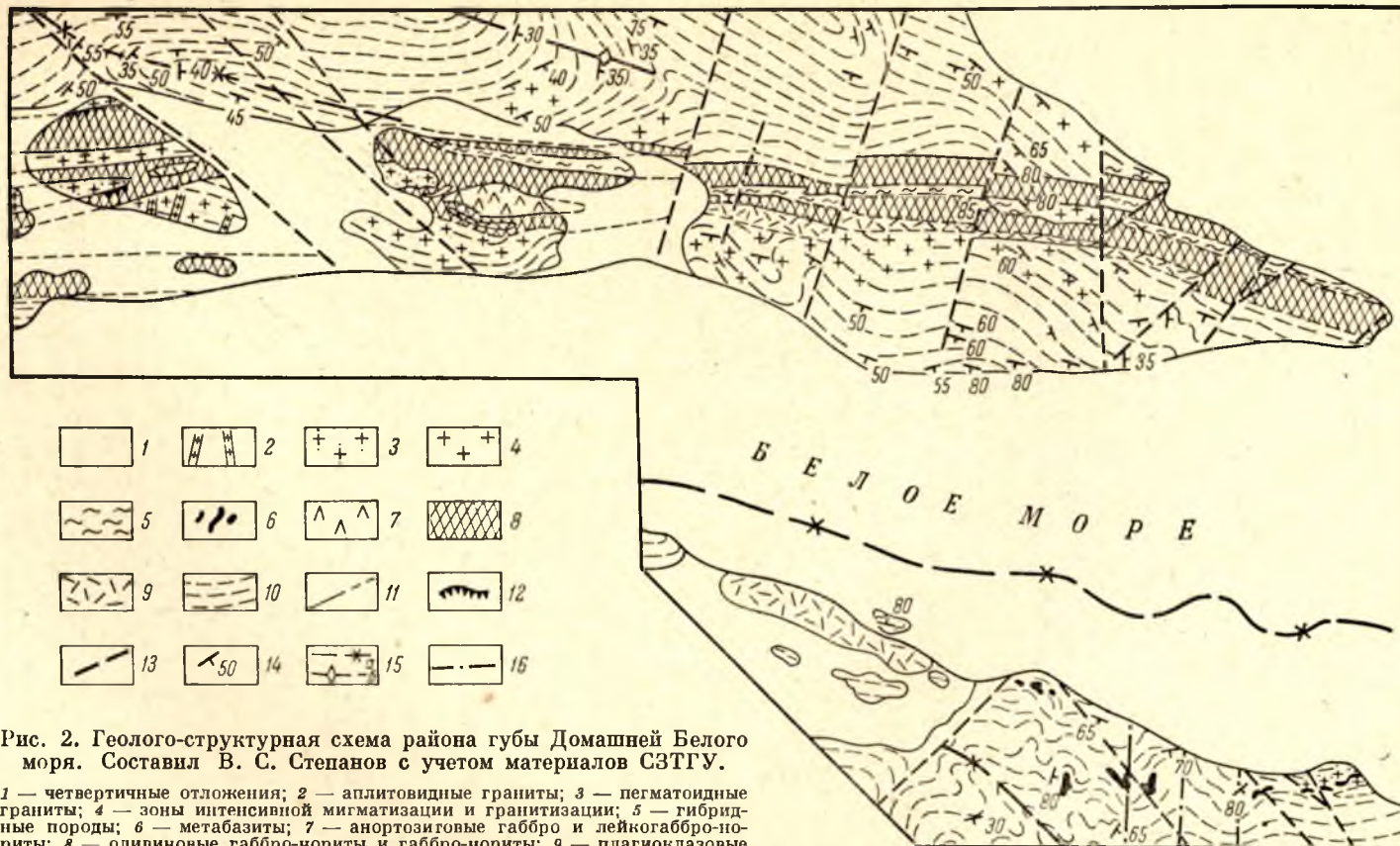


Рис. 2. Геолого-структурная схема района губы Домашней Белого моря. Составил В. С. Степанов с учетом материалов СЗТГУ.

1 — четвертичные отложения; 2 — аплитовидные граниты; 3 — пегматоидные граниты; 4 — зоны интенсивной мигматизации и гранитизации; 5 — гибридные породы; 6 — метабазиты; 7 — анортозитовые габбро и лейкогаббро-нориты; 8 — оливиновые габбро-нориты и габбро-нориты; 9 — плагиоклазовые перцолиты; 10 — гнейсы и амфиболиты беломорской серии; 11 — границы пород; 12 — зоны закалки; 13 — разрывные нарушения; 14 — элементы залегания гнейсовидности и контактов; 15 — следы осевых поверхностей складок лоужского периода деформаций; 16 — следы осевых поверхностей складок протерозойского периода деформаций.



складки северо-западного простираения, видимо, относятся к селецкому периоду карельской складчатости, когда формируется и зона разломов вдоль сочленения карелид и беломорид. В беломоридах наиболее четко выражены складки с северо-восточными (СВ 10—40°) простираениями осевых плоскостей и падением, близким к вертикальному.

При формировании протерозойских систем складок субширотные складки в беломоридах деформируются, осевые их плоскости приобретают различной степени изогнутую форму. Изгибы осевых плоскостей складчатых структур беломорид установлены не только в отношении малых форм, но и более крупных складок, закартированных, в частности, Ю. И. Сыстра в районе озер Крохино (рис. 3) и Пиземского (рис. 4), а В. С. Степановым — в районе пос. Поньгомы (рис. 2). Ранние складки при этом часто приобретают сложную форму (рис. 5). Крупные структуры беломорид также деформируются. При этом не исключено, что запрокидывание субширотных изоклиналильных складок произошло при формировании наложенных протерозойских структур.

В периоды тектонических деформаций протерозоя беломорский комплекс пород подвергается наложенному региональному метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации и по отдельным зонам в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Складкообразование сопровождалось внедрением значительного количества преимущественно плагиомикроклиновых гранитов и формированием пегматитов, в основном по разрывным нарушениям. Наиболее поздними интрузивами основного состава являются дайковые тела метапорфириров.

Формирование протерозойских складчатых структур в беломорском комплексе происходило при температурах ниже 550°С, участками, возможно, и при более высоких температурах. Давление, по-видимому, резко варьировало. Более поздние тектонические движения проявлены в беломоридах слабо — в форме разрывных нарушений с образованием местами тектонитов типа псевдотрахилитов и милонитов. Следует подчеркнуть, что в отдельных локальных зонах поздние нарушения могут сопровождаться образованием мелких складок. Наблюдается местами минерализация, а в зонах растяжения — заполнение трещин кварцем. Ориентированы они чаще субширотно или на северо-запад. Более де-

Рис. 3. Геолого-структурная схема юго-западного берега оз. Б. Крохино. Составил Ю. И. Сыстра.

1 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов; 2 — полосчатые гранатовые амфиболиты; 3 — гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 4 — ортогнейсы (граниты?); 5 — гранатовые метагаббро; 6 — гнейсовидность, полосчатость, сланцеватость и минеральная линейность (а — в породах беломорской серии, б — в ортопородах); 7 — следы осевых поверхностей субширотных складок (а — антиклинальных, б — синклинальных); 8 — следы осевых поверхностей наложенных северо-западных складок (а — антиклинальных, б — синклинальных).

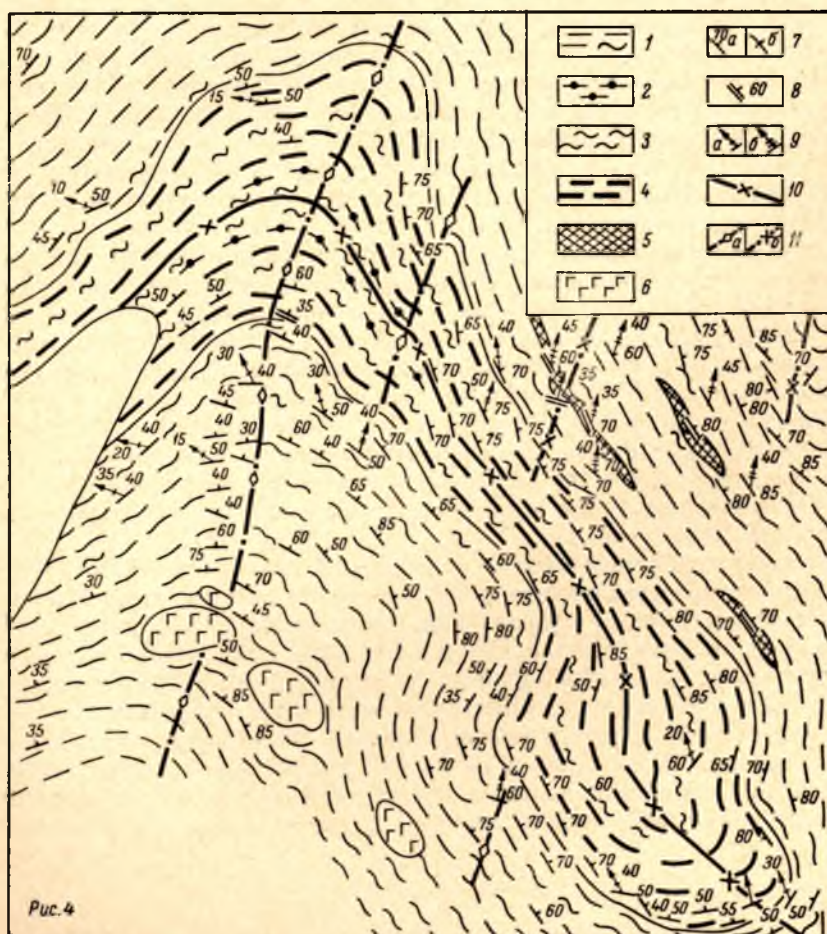
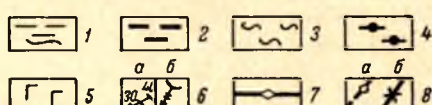
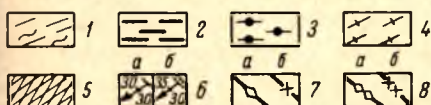
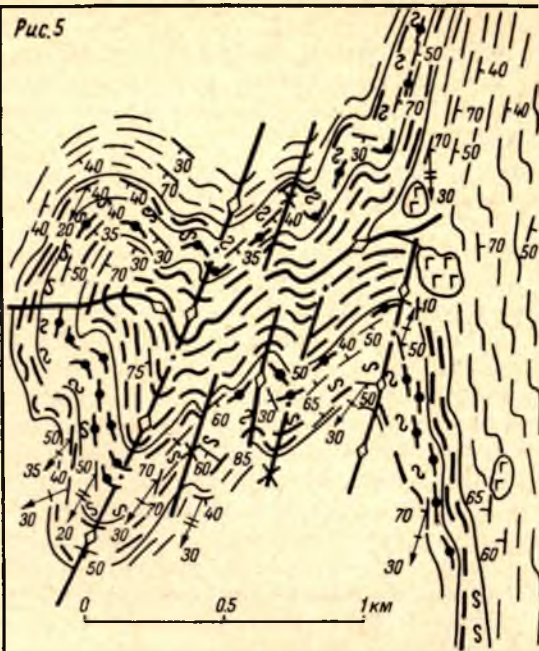
Рис. 4. Геолого-структурная схема Восточно-Пиземской синклинали. Составил Ю. И. Сыстра.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — амфиболовые гнейсы; 4 — полосчатые гранатовые амфиболиты; 5 — расланцованные гранат-пироксеновые ортопороды (ранние основные породы); 6 — массивные габбро-нориты; 7 — полосчатость и гнейсовидность (а — наклонная, б — вертикальная); 8 — сланцеватость; 9 — минеральная линейность, параллельная шарнирам ранних (а) и наложенных северо-восточных (б) складок; 10 — след осевой поверхности Восточно-Пиземской синклинали; 11 — следы осевых поверхностей наложенных северо-восточных складок (а — антиклинальных, б — синклинальных).

Рис. 5. Комбинированная структура к востоку от оз. Б. Воронское. Составили М. М. Стенарь и Ю. И. Сыстра.

1 — биотитовые гранито-гнейсы; 2 — полосчатые гранатовые амфиболиты; 3 — амфиболовые гнейсы; 4 — гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 5 — массивные габбро-нориты; 6 — гнейсовидность, полосчатость и минеральная линейность (а — параллельная шарнирам субширотных складок, б — параллельная шарнирам наложенных северо-восточных складок); 7 — предполагаемый след осевой поверхности субширотной складки; 8 — следы осевых поверхностей наложенных северо-восточных складок (а — антиклинальных, б — синклинальных).







тельно охарактеризовать внутреннее строение беломорид, конкретные структурные формы выделенных периодов и их взаимоотношения целесообразно на примере отдельных районов Западного Беломорья.

## **ХАРАКТЕРИСТИКА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ**

**Район губы Поньгомы Белого моря.** Район губы Поньгомы расположен в центральной части зоны развития беломорид Западного Беломорья Карелии и в структурном отношении охватывает ядерную часть Беломорского синклинория, погружающегося под уровень вод Белого моря (рис. 1). Здесь наблюдается наиболее полное проявление различных тектонических и метаморфических процессов в их взаимосвязи, нередко даже стадийность, отражающая сложную геологическую историю пород Беломорья. Изучению благоприятствует хорошая обнаженность, наличие отмытых водой выходов коренных пород на многочисленных островах и обнажающихся в отливы скальных отмелях (лудах).

Беломорская серия в рассматриваемом районе подразделяется на три толщи, сложенные в основном глиноземистыми гнейсами, амфиболитами и гранат-диопсид-плагиоклазовыми породами и биотитовыми гнейсами кислого ряда. Сопоставление по ряду геологических и петрологических признаков биотитовых гнейсов и широко развитых в этом районе ранних гранитов позволяет предполагать первичномагматическую природу части этих гнейсов. Породы толщи амфиболитов, слабомигматизированные в северной и южной частях района, в центральной его части интенсивно мигматизированы с преобразованием в небулиты, среди которых наблюдаются многочисленные мелкие тела гранитов. На участках особенно глубокой мигматизации развиты относительно гомогенные гранитоиды с мелкими реликтовыми фрагментами переработанного субстрата. При последующем разгнейсовании в зависимости от степени метасоматического преобразования субстрата по этим реликтам образуются различные диопсид- и амфиболсодержащие гнейсы и гранат-биотитовые гнейсы, аналогичные по составу гнейсам толщи глиноземистых пород. Это обстоятельство затрудняет их разделение с последними в штуфах и изолированных обнажениях.

Толща глиноземистых пород преимущественно сложена мигматизированными среднезернистыми сланцеватыми гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами с многочисленными мелкими обломками немигматизированных массивных или слабополосчатых гранат-биотитовых пород, содержащих нередко в центральной части участки лейкократовых пород гранат-диопсид-плагиоклазового состава. В околоконтактной части толщ амфиболитов и глиноземистых пород нередко наблюдаются маломощные прослои кальцифиров, как правило, интенсивно скарнированных. В региональной стратиграфической схеме развитые здесь толщи пород относятся к образованиям чушинской свиты беломорской серии (рис. 1).

Развитый в районе комплекс пород имеет сложноскладчатое внутреннее строение, представляющее собой сочетание взаимно пересекающихся систем складок разного направления. Относительная последовательность образования складок устанавливается на основе анализа взаимодействия их структурных элементов. Разрыв во времени между отдельными тектоническими событиями документируется малыми интрузивными телами пород как основного, так и кислого состава, их отношением к складкам разных систем. В каждый период деформаций происходит частичная или полная перекристаллизация пород, образуются ассоциации новых минералов или сохраняются старые, но происходит их переориенти-



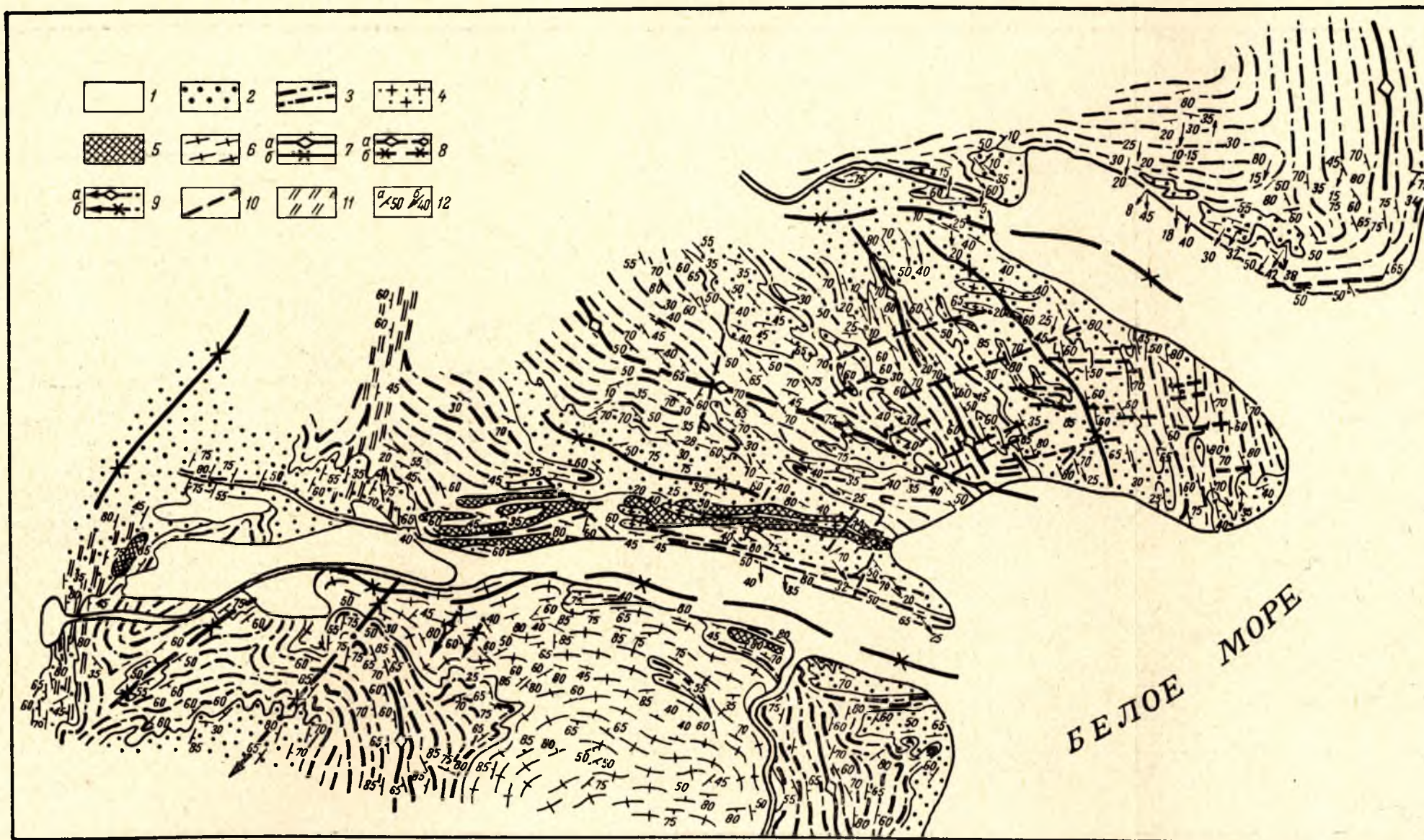


Рис. 6. Схема геологического и тектонического строения района губы Поньгомы. Составил О. И. Володичев с использованием материалов СЗТГУ.

1 — четвертичные отложения; 2 — глиноземистые гранат-биотитовые и кинанит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями и будинами гранат-диопсидовых амфиболитов и гранат-диопсид-плагиоклазовых пород — верхняя подсвита чупинской свиты (?); 3 — гранатовые амфиболиты, часто с диопсидом, в подчиненном количестве гранат-диопсид-плагиоклазовых пород с прослоями глиноземистых гнейсов, мигматитов по амфиболитам — нижняя подсвита чупинской свиты (?); 4 — граниты II возрастной группы; 5 — габбро, габбро-нориты, перцолиты; 6 — биотитовые, гранат-биотитовые, реже амфиболсодержащие, эпидот-биотитовые и двуслюдяные гнейсы — гнейсо-граниты I возрастной группы; 7 — структуры чупинского периода (антиклинали и синклинали); 8 — структуры лоухского периода; 9 — структуры периода карельской складчатости; 10 — зоны разломов; 11 — зоны интенсивного разгнейсования и складчатости субмеридионального направления периода карельской складчатости; 12 — элементы залегания полосчатости, гнейсовидности (а) и линейности (б).



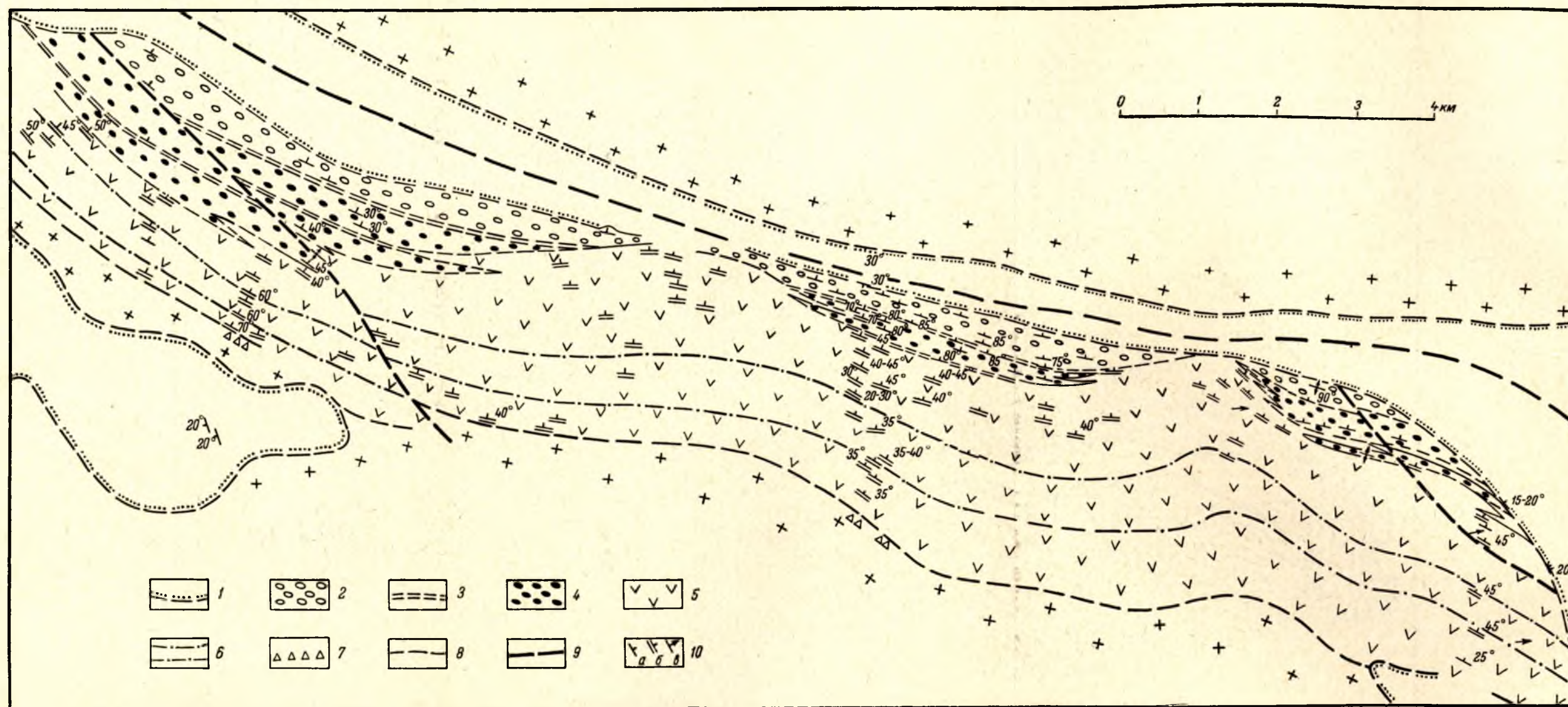


Рис. 28. Схематическая геологическая карта района р. Кумы.

1 — контуры ятулийских пород; 2 — гранитные конгломераты и брекчии; 3 — туфопесчаники, туфосланцы; 4 — полимиктовые и зеленокаменные конгломераты и брекчии; 5 — эффузивные диориты; 6 — маркирующие горизонты; 7 — аллювиальные гранитные брекчии; 8 — линии контактов (сплошные — установленные, прерывистые — предполагаемые); 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания слоистости (а), пластовой отдельности (б) и сланцеватости (в).



ровка с изменением состава. Выявление и изучение типичных парагенезисов минералов разновозрастных деформаций, равно как и парагенезисов синхронно метаморфизованных магматических пород, позволили представить эволюцию сопряженных тектонических и метаморфических процессов.

Детальными исследованиями в районе губы Поньгомы в настоящее время выявлены возрастные системы складок, возрастные группы интрузивных пород основного и ультраосновного состава и гранитов. Здесь четко устанавливаются периоды тектонического развития, выделяемые в Западном Беломорье Карелии.

В районе губы Поньгомы, как и в других районах Западного Беломорья, складчатые структуры северо-западного и субмеридионального простирания чупинского периода устанавливаются наиболее четко (рис. 6, см. вклейку). Они прослеживаются в западной части района от оз. Березового в северном направлении к р. Воньге, к северу от губы Воньги Белого моря и к югу от ж.-д. ст. Куземи и дер. Поньгомы. В центральной части района, где интенсивно проявлена складчатость лоухского периода, они переориентированы и смяты в систему субширотных складок, в замковых частях которых (о-ва Голоменные Юзменги, восточная часть о-вов Солодушные луды и др.) устанавливаются складки чупинского периода.

Структуры чупинского периода были сформированы фазами беломорской складчатости двух этапов. Геологический интервал между деформациями этих этапов фиксируется временем образования широко распространенных здесь гранитов I возрастной группы. При этом всякие проявления складчатости до становления гранитов отнесены к наиболее раннему этапу деформаций. Последующие деформации, охватывающие граниты и приводящие к формированию структур с северо-западной и субмеридиональной ориентировкой осевых поверхностей, относятся ко второму этапу чупинского периода складчатости. Имеющиеся наблюдения взаимосвязи складок этапов деформаций чупинского периода свидетельствуют о небольшом угле ( $15-20^\circ$ ) между ориентировкой их осевых поверхностей. Наблюдениями характера складок, а также по степени сопровождающего складчатость метаморфизма устанавливается преимущественное развитие и распространение в районе складок второго этапа.

Основным объектом изучения структур раннего этапа являются складки в ксенолитах вмещающих пород в гранитах I возрастной группы, а также в субстрате мигматитов и в мигматитах в целом, отчетливо секущихся гранитами. Субстрат мигматитов местами представлен разгнейсованными и смятыми в складки магматическими породами основного и ультраосновного состава. Среди пород, интенсивно преобразованных в более поздние этапы деформаций и метаморфизма, сохраняются также участки, в которых проявлены складки раннего этапа (рис. 7). Складки раннего этапа чупинского периода преимущественно подобные, изоклинальные, симметричные или асимметричные, изредка концентрические, открытые. Они представляют собой сохранившиеся реликты наиболее ранних складчатых структур беломорид, образование которых сопровождалось региональным метаморфизмом гранулитовой фации и внедрением магматических пород основного и ультраосновного состава. Фазами деформаций раннего этапа, количество которых не устанавливается, эти складчатые структуры были вновь подвержены деформациям, в результате которых интрузии ультраосновного и основного состава были смяты в складки, а затем совместно с вмещающим комплексом подверглись дроблению, разгнейсованию и интенсивной мигматизации, до внедрения гранитов I группы.



Складки второго этапа наиболее достоверно фиксируются в ранних гранитах. На о-вах Солодушные луды была встречена небольшая дайка габбро, смятая складками второго этапа. Они довольно широко распространены среди других метаморфических пород. Складки второго этапа чушинского периода также подобные, изоклинальные, линейные. При субмеридиональном (северо-запад  $330^\circ$ ) простирании осевые плоскости имеют вертикальное или слегка наклонное залегание. Погружение шарпиров и минеральной линейности пологое в южном и юго-восточном направлениях (рис. 8). Такие складки распространены значительно шире, чем мы можем их наблюдать в обнажениях. Это объясняется тем, что параллельное простирание их крыльев в небольших выходах, при отсутствии разрезов вкрест простирания пород в вертикальных стенках, легко может быть принято за моноклинальное залегание. На береговых обнажениях Белого моря эти складки бывают выражены очень отчет-

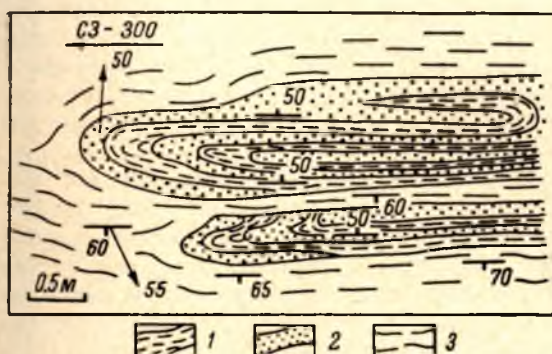


Рис. 7. Реликты мелких изоклинальных складок раннего этапа чушинского периода. Остров Истинный в губе Нечаева.

1 — мелкозернистые биотитизированные гранат-диопсид-плагиоклазовые породы; 2 — небиотитизированные гранат-диопсид-плагиоклазовые породы; 3 — мигматизированные гранат-биотитовые гнейсы.

ливо. В пределах района они наблюдались в полосчатых амфиболитах на Столбовых островах и неоднократно к северу от рассматриваемого района в полосчатых и слоистых амфиболитах, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах — на о-ве Сыроватка и близлежащих материковых обнажениях, на мысе Вышков и в Калгалакшской губе, на западном берегу о-ва Б. Олений. Повсеместно они являются элементами (складками) последующих порядков, количество которых не установлено) более крупных складчатых структур чушинского периода. При складчатых деформациях лоухского периода они еще более уплотщаются, теряют свою индивидуальность, и их ориентировка подчиняется закономерностям наложенной складчатости (рис. 6) в большей или меньшей степени в зависимости от интенсивности паложженной складчатости, а также размеров ранних складок, характера слагающих их пород и некоторых других причин.

Складки лоухского периода имеют субширотные простирания осевых плоскостей. В районе губы Поньгомы они образуют крупные складчатые формы. На северном материковом берегу губы Воньги структуры субмеридионального простирания чушинского периода подворачиваются и переориентируются на субширотное с запрокидыванием на север, формируя северное крыло вновь образованной Воньгогубской синклинали, которая вместе с Нечаевогубской антиклиналью в центральной части района и Куземо-Поньгомской синклиналию на юге представляют собою наиболее крупные складчатые структуры лоухского периода и определяют общий структурный план губы Поньгомы (рис. 6). Северное крыло Воньгогубской синклинали имеет западное и северо-западное ( $290^\circ$ ) простирание с падением на юго-запад под углом  $25-30^\circ$ ;



южное крыло простирается в направлении на северо-запад  $320-330^\circ$  и имеет падение на юго-запад под различными углами, но крутое. Крылья синклинали усложнены складками более высоких порядков как синхронных с формированием этой структуры, так и складками чупинского периода. Складки раннего чупинского периода более уплощенные, с параллельным простираaniem крыльев и с более пологим погружением шарниров, которое может меняться от горизонтального до углов  $10-15^\circ$ . Их осевые плоскости ориентированы согласно с общими элементами залегания пород на крыльях субширотных складок. Замковая часть Воньгогубской синклинали приурочена к устьевой части р. Воньги, а осевая плоскость запад-северо-западного простираания полого, под углом  $35-30^\circ$  падает на юго-запад. Шарнир складки погружается на юго-восток  $140-150^\circ$  под углом  $15-20^\circ$ . По структурным данным Воньгогубская синклиналь представляет собой асимметричную структуру изоклиналичного типа.

Замковая часть примыкающей с юга Нечаевгоубской антиклинали приурочена к губе Нечаева. Южное крыло Нечаевгоубской антиклинали, сопряженное с северным крылом Куземо-Поньгомской синклинали, прослеживается по северному



Рис. 8. Изоклиналиные складки чупинского периода с вертикальными осевыми плоскостями и полого погружающимися шарнирами среди амфиболитов Столбовых островов.

берегу губы Домашней. Южное крыло наиболее отчетливо выражено на южном берегу губы Домашней к востоку от дер. Поньгомы. К югу интенсивность складчатых движений несколько ослабевает и компетентные породы (амфиболиты южнее ст. Куземы и дер. Поньгомы) преимущественно сохраняют свою раннюю ориентировку. Таким образом, Куземо-Поньгомская синклиналь представляет собой узкую вытянутую изоклиналичную складку, осевая поверхность которой меняет свое простираание в направлении с востока на запад, видимо, под влиянием последующей протерозойской наложенной складчатости, формирующей систему структур северо-восточного и субмеридионального простираания. Анализ морфологии малых складок показывает, что в основном это изоклиналиные складки с осевыми поверхностями, запрокинутыми к северу, и с шарнирами и линейностью, погружающимися на юго-восток  $145^\circ$  под углом  $20^\circ$  (по данным статистической обработки).

Наложенный характер этой складчатости по отношению к складчатым структурам чупинского периода отчетливо фиксируется во многих обнажениях в губе Воньге (рис. 9), на о-вах Солодушные луды, где



они сминают ранние складки субмеридионального простирания. Наложенный характер складчатости лучше всего устанавливается в замковой части складок, где осевые поверхности складок систем разных периодов (или генераций) нормальны друг к другу, в то время как крылья относи-

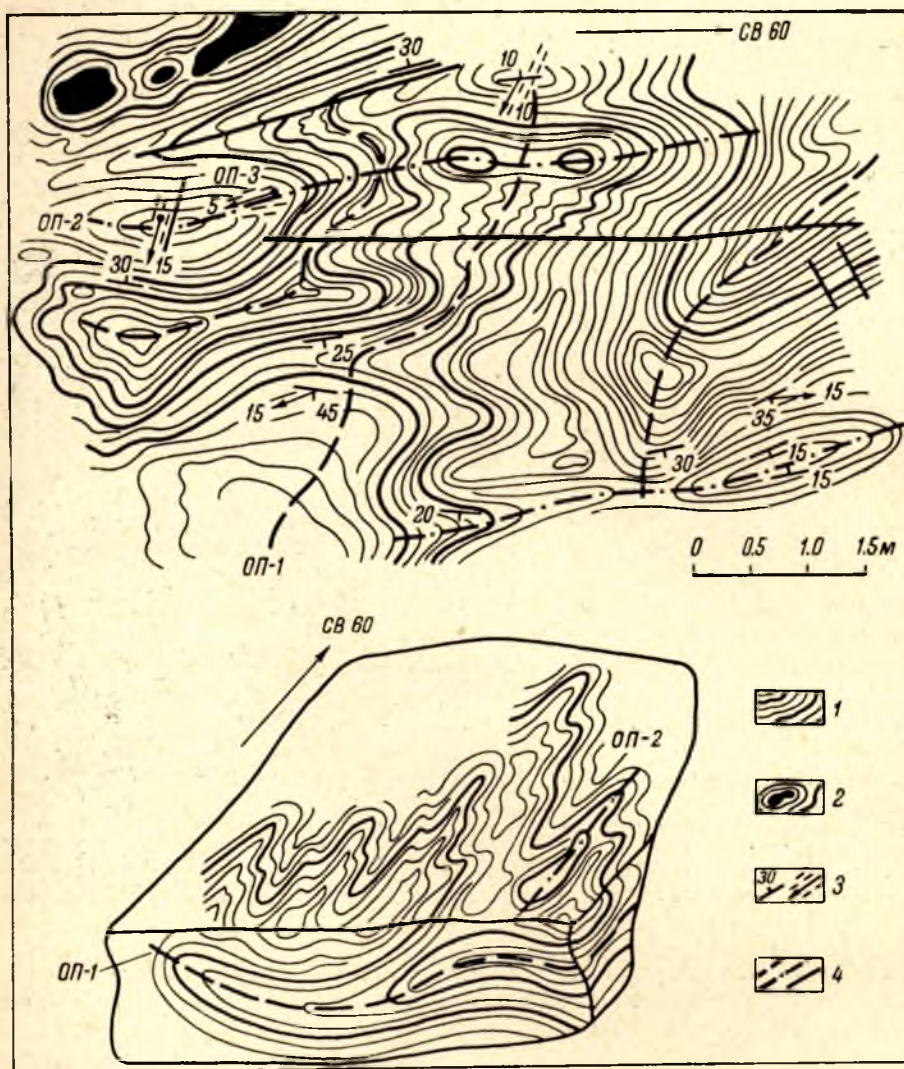


Рис. 9. Взаимоотношения складок чупинского, лоужского и протерозойского периодов складчатости. Устье р. Ундуксы.

1 — полосчатые амфиболиты; 2 — будинированный прослой мономинеральных амфиболитов; 3 — элементы залегания полосчатости и линейности; 4 — положение осевых поверхностей складок разных периодов. ОП-1 — складки чупинского периода, ОП-2 — складки лоужского периода, ОП-3 — складки протерозойского периода.

тельно легко переориентируются и становятся параллельными крыльям вновь образованных складок и при одинаковом погружении шарниров неразличимыми. Хорошо развитая минеральная линейность в породах района выражена такими минералами, как амфибол, биотит, кварц, кианит, а также кварц-полевошпатовыми агрегатами.

Тектонические деформации лоухского периода беломорской складчатости, возможно, не были завершены формированием вышеописанной системы складчатых структур. К этому относятся разломы и зоны разгнейсования субширотного направления, параллельные осевым поверхностям субширотных складок. По разломам происходит внедрение основной и ультраосновной магмы, формируя комплекс дифференцированных интрузий лерцолитов—габбро-норитов. К этим же разломам бывают приурочены тела гранитов II группы, которые воздействуют на габбро. Эти древние разломы — узкие зоны разгнейсования — широко распространены в центральной части района и отчетливо фиксируются в обнажениях (о-ва Голоменные Юзменги, Вересовки, Тройники и др.). Так же как и осевые плоскости субширотных складок, они изгибаются при последующих складчатых деформациях протерозоя. Однако эти разломы и зоны разгнейсования могут фиксировать собою начало нового (протерозойского) периода складчатых движений, которые могли использовать наиболее ослабленные зоны, параллельные осевым поверхностям субширотных складок лоухского периода складчатости. О такой возможности свидетельствует фактический материал, указывающий на внедрение комплекса дифференцированных интрузий лерцолитов—габбро-норитов при жестком состоянии рамы.

По-видимому, в этот переходный период конца архея начала протерозоя были сформированы складки также с субширотными осевыми поверхностями, но в отличие от складок лоухского периода они ориентированы вертикально. Складки симметричные, подобные и цилиндрические, открытые, с большим углом между крыльями, их шарниры погружаются на северо-восток  $80^\circ$  и юго-восток  $105^\circ$  под углом  $20-35^\circ$ . Вариации ориентировки осей и осевых поверхностей обусловлены наложением более поздних складчатых деформаций, формирующих системы складок северо-восточного и субмеридионального простираания. Субширотные складки наблюдались на южном берегу губы Поньгомы, в устье р. Поньгомы у рыбсклада и на участке Домашнем. Складки небольших размеров, влияние их на структуру района, по-видимому, небольшое. Они, вероятно, синхронны с широко распространенными в устьевой части р. Поньгомы, на севере губы Домашней и на юге губы Воньги субширотными зонами разгнейсования, которые захватывают друзиты и граниты II группы, минеральная линейность которых совпадает с шарнирами и линейностью рассмотренных складок. Эти зоны разгнейсования также участвуют в деформациях последующих (протерозойских) периодов. Уточнение возрастного положения всех деформаций, начиная с формирования зон разломов и внедрения дифференцированных интрузий, требует дальнейших исследований.

Складчатые структуры протерозойских периодов карельской складчатости не пользуются в этом районе широким распространением и интенсивностью, как например в Чупино-Энгозерском районе или в прилегающих к карелидам зонах беломорид. Однако складки с северо-восточным простираанием осевых плоскостей проявлены довольно широко. Их можно встретить почти повсюду, чаще на северном берегу губы Воньги и между оз. Березовым и ур. Сеннухой, где вырисовывается синклинальная складка с размахом крыльев до 10 км с осью, погружающейся на юго-запад  $210-220^\circ$  под углом  $25-30^\circ$ . На конфигурацию этой складки влияют деформации последующей наиболее поздней складчатости, в период которой формируются складки субмеридионального направления. Складки с северо-восточными простирааниями осевых поверхностей, видимо, относятся к одному из наиболее ранних периодов карельской складчатости. Складки открытые, часто пологие, симметричные, с вертикальными осевыми плоскостями, имеющими азимут



простирается северо-восток  $30-40^\circ$  и с погружающимися по азимуту юго-запад  $217^\circ$  под углом  $30^\circ$  или в направлении северо-восток  $40^\circ$  под углами  $8-25^\circ$  (по данным статистической обработки) шарнирами и минеральной линейностью. Северо-восточное погружение шарниров отмечается на крыльях складок ранних периодов с азимутом падения в северных румбах. Складки образуются в большинстве случаев при пластическом состоянии пород и сминают складки чупинского периода, переориентированные в лоухский период, складки лоухского периода беломорской складчатости (рис. 10), а также граниты, в том числе и граниты второй возрастной группы. Интрузивные тела перцолитов—габ-



Рис. 10. Субширотная складка лоухского периода смята в складку с северо-восточной осевой поверхностью периода протерозойской складчатости. Северный берег губы Воьги между о-вами Столбовыми и Хенным наволоком.

бро-норитов при этом блокируются разломами северо-восточного направления, вдоль которых развита гнейсовидность и минеральная линейность по азимуту юго-запад  $210-220^\circ$  с углом падения до  $30^\circ$ . В пределах этих разломов формируются жилы более молодых гранитов.

В районе дер. Поньгомы установлены складки субмеридионального направления, которые имеют специфические особенности и отличаются своеобразием форм проявления, обусловленным жестким состоянием пород беломорского комплекса в этот период, с частичным или полным размягчением при деформациях и, вероятно, в некоторых случаях характером складчатости скользящих дифференциальных движений. Изучение этих складчатых структур имеет большое значение в связи с тем, что с ними сопряжены проявления жильных гранитов III возрастной группы, слюдоносных и керамических пегматитов. Складки и зоны разгнейсования субмеридионального простираения распространены почти повсеместно, но интенсивность деформаций в разных местах различная. К зонам их большего развития следует отнести участок вблизи оз. Березового и особенно район к северу от дер. Старая Кузема. В по-

родах разного состава и физических свойств складки субмеридионального простирания проявляются по-разному. Это можно наблюдать на северном берегу губы Домашней, где глиноземистые гнейсы интенсивно смяты в узкие длинные складки с вертикальными осевыми плоскостями, в то время как в распространенных рядом амфиболитах складки почти не проявлены. Вследствие наложения и взаимодействия разновозрастных структур для данных складок характерны своеобразные формы: пологие, волнистые, пропеллерообразные, флексурные, куполообразные и сундучные, а также их разнообразные сочетания. В участках интенсивного разгнейсования наблюдается мелкая пloyчатость с многочисленными плоскостями скалывания, и гнейсы приобретают здесь стебельчатую или карандашную текстуру.

Представляют большой интерес мелкие куполовидные или овальные складки, образовавшиеся в замковых частях субширотных складок при наложении на них складок субмеридионального простирания. При этом если замки ранних складок принадлежали открытым пологим складкам, то формируются куполовидные структуры более правильной формы. Такие складки широко распространены на островах северной части губы Воньги и на южном берегу губы Домашней — между ур. Сеннуха и дер. Поньгомой. Они являются хорошей моделью крупных куполовидных структур, например, закартированных многими исследованиями в зоне сочленения беломорид и карелид. Складки имеют азимут простирания осевых поверхностей от север  $0^\circ$  до северо-восток  $10-15^\circ$ , падение вертикальное. Шарниры складок и минеральная линейность имеют погружение на юго-запад  $185^\circ$  под углом  $40^\circ$  (среднестатистические данные). Рассмотренные складки северо-восточного и субмеридионального простирания в беломоридах, видимо, связаны с этапами проявления фаз карельской складчатости ребольского периода. В результате воздействия тектонических деформаций рассмотренных периодов беломорской и карельской складчатостей формируется структура беломорского комплекса района, представляющая собою весьма сложное тектоническое сооружение.

**Чупино-Энгозерский район.** Рассматриваемый район включает полосу развития пород беломорского комплекса в широтном направлении от побережья Белого моря до оз. Кереть и с севера от Чупинского залива Белого моря до оз. Энгозеро на юге (рис. 11). В геологическом строении района участвуют образования беломорской серии, представленные чупинской, хетоламбинской свитами и верхней подсвитой керетской свиты, и прорывающие их магматические породы ультраосновного, основного и кислого состава, а также ультраметагенные породы. Породы верхней подсвиты керетской свиты, представленные биотитовыми, эпидот-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами с отдельными пропластками гранат-биотитовых гнейсов, амфиболитов, а также участков гранито-гнейсов, слагают протяженную полосу общего северо-западного простирания вдоль побережья Белого моря — от дер. Калгалакша до Чупинской губы и далее уходящую за пределы рассматриваемого района (рис. 11).

Западнее данной полосы пород и согласно с ней залегают образования хетоламбинской свиты, которые на юго-востоке в районе дер. Калгалакша огибают полосу развития пород керетской свиты и прослеживаются вдоль побережья моря на север-северо-запад до района дер. Гридино. Нижняя подсвита ее представлена перемежающимися в разрезе различными полосчатыми амфиболитами, глиноземистыми гранат-биотитовыми, кшанит-гранат-биотитовыми гнейсами, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. В низах разреза по объему преобладают различные амфиболиты и тесно ассоциирующие



с ними глиноземистые гнейсы. Верхняя часть подсвиты преимущественно сложена амфиболовыми и амфиболсодержащими гнейсами. В низах верхней подсвиты хетолаамбинской свиты также участками четко устанавливается наличие пачки амфиболитов с пропластками (прослоями) глиноземистых гнейсов, но значительно меньшего объема, чем в нижней подсвите. В целом верхняя подсвита характеризуется доминирующим

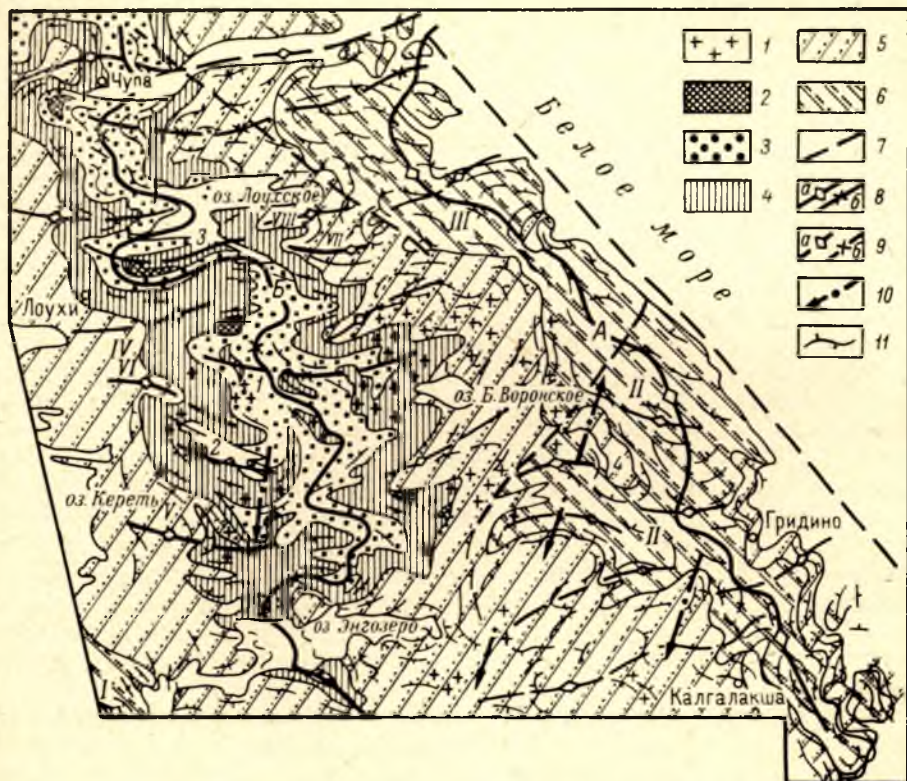


Рис. 11. Геолого-структурная схема Чупино-Энгозерского района. Составили М. М. Стеварь, В. С. Степанов, Ю. И. Сыстра, В. В. Щипцов с учетом материалов СЗТГУ, ИГТД АН СССР и др.

1 — граниты и участки проявления интенсивных процессов мигматизации и гранитизации нерасчлененные по возрасту; 2 — интрузии габбро-норитов; 3 — верхняя подсвита чупинской свиты; 4 — нижняя подсвита чупинской свиты; 5 — хетолаамбинская свита; 6 — верхняя подсвита керетской свиты; 7 — разрывные нарушения; 8 — следы осевых поверхностей (а — Приморского антиклинория, б — Лоухского синклинория); 9 — следы осевых поверхностей складок лоухского периода (а — антиклинальных, б — синклиналиных); 10 — следы осевых поверхностей складок протерозойских периодов складчатости; 11 — обобщенные элементы залегания слоистости, полосчатости, сланцеватости, гнейсовидности пород. Антиклинали: I — Пайозерская, II — Амбарская, III — Соностровская, IV — Полубоярская, V — Ульмангская, VI — Северобоярская, VII — Кенозерская, VIII — Морозовоозерская; синклинали: 1 — Юлозерская, 2 — Элиозерская, 3 — Келейногубская, 4 — Восточно-Пиземская.

развитием в разрезе амфиболовых, амфибол-биотитовых гнейсов, содержащих отдельные пачки амфиболитов и биотитовых гнейсов.

Образования чупинской свиты слагают полосу север-северо-западного простирания от оз. Энгозеро до пос. Чупа и далее уходящую за пределы рассматриваемого района. Нижняя подсвита чупинской свиты весьма пестрая по составу, в основном сложена различными амфиболитами и ассоциирующими с ними глиноземистыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, перемежающимися между собой. Амфиболиты и

различные гнейсы в среднем представлены в одинаковых объемах и лишь в отдельных участках наблюдается пропорциональное увеличение или уменьшение их в разрезе, что обычно связано с перераспределением пород при формировании складчатых структур подобного типа. Верхняя подсвита чупинской свиты сложена в целом глиноземистыми гранат- и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, в которых наблюдаются лишь отдельные прослои амфиболитов, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов. В пределах района образования верхней подсвиты территориально приурочены к центральной части полосы развития пород чупинской свиты и к югу от пос. Амбарный выклиниваются. Породы нижней подсвиты с востока и запада огибают образования верхней подсвиты, образуя две самостоятельные полосы, которые в районе оз. Энгозеро смыкаются, а затем несколько южнее выклиниваются. В пределах развития пород верхней подсвиты породы нижней подсвиты установлены к северу от пос. Амбарный, где они образуют вытянутый в субмеридиональном направлении участок. На западе рассматриваемого района устанавливается вторая полоса развития образований хетолабинской свиты, которая несколько южнее оз. Энгозеро огибает полосу развития пород чупинской свиты и смыкается с восточной полосой развития пород хетолабинской свиты.

Пространственное размещение образований различных свит беломорской серии и детальные исследования отдельных складчатых структур с установлением закономерной последовательности свит в разрезе указывает на наличие в данном районе синклинирной и сопряженных с запада и востока антиклинирных структур. Указанные структуры при всей сложности своего внутреннего строения имеют в общем северо-западное простираание. Они представляют собой часть наиболее крупных структур беломорид — Приморский и Западный антиклинории и заключенный между ними Лоухский синклинирий, которые были сформированы в чупинский период складчатости беломорид и прослеживаются за пределы рассматриваемого района. Приморский антиклинирий в Чупино-Энгозерском районе сложен породами керетской свиты, а в сопряженном крыле с Лоухским синклинирием — образованиями хетолабинской свиты. Размеры антиклинория в настоящее время не установлены, видимо, центральная его часть срезана сбросом и погружена под уровень вод Белого моря. Наблюдаемая на современном эрозионном уровне часть антиклинория в Чупино-Энгозерском районе представляет собой систему складчатых структур северо-западного простираания, которые, возможно, являются складками третьего порядка, усложняющими складку второго порядка (которая фиксируется полосой развития пород керетской свиты), развитой на западном—юго-западном крыле крупной антиклинирной структуры первого порядка. Если полоса развития пород керетской свиты фиксирует собой самостоятельную антиклинирную структуру, восточное—северо-восточное крыло которой срезано сбросом, параллельным берегу Белого моря, то в районе дер. Калгалакша породы хетолабинской свиты огибают его призматическую часть и здесь устанавливается погружение шарнира Приморского антиклинория на юго-восток. Складки северо-западного простираания, участками располагающиеся кулисообразно, являются в этом случае складками второго порядка, усложняющими антиклинирий, который прослеживается на северо-запад за пределы района.

Осевая поверхность антиклинория изогнута при формировании системы складчатых структур лоухского периода и структура в целом опрокинута на юго-запад, в связи с чем развитые здесь породы имеют моноклиналиное залегание с падением на северо-восток. Лишь



в призмковых частях складок разного порядка относительно хорошо сохраняется более раннее залегание пород с падением в северо-восточных и юго-западных румбах.

Ядерная часть Западного антиклинория расположена западнее—северо-западнее рассматриваемого района и, так же как и Приморского антиклинория, сложена породами керетской свиты. Здесь же, к востоку от оз. Кереть, развиты образования хетоламбинской свиты, слагающие его восточное—северо-восточное крыло, сопряженное с Лоухским синклинорием. Шарнир антиклинория также погружается на юго-восток, по-видимому под небольшим углом, так как непосредственно на его продолжении наблюдается Пайозерская антиклиналь, ядерная часть которой сложена породами керетской свиты. В пределах восточного крыла Западного антиклинория также устанавливаются усложняющие его строение разнопорядковые складчатые структуры северо-западного простиранья.

Полоса развития пород чупинской свиты фиксирует собой Лоухский синклинорий, к ядерной части которого приурочены глиноземистые гнейсы верхней подсвиты. Лоухский синклинорий, имея север-северо-западное простиранье в пределах Чупино-Энгозерского района, прослеживается за его пределы в северо-западном и юго-восточном направлениях. Кажущееся его замыкание к югу от оз. Энгозеро обусловлено воздыманием здесь шарнира синклинория, что приводит к выклиниванию образований чупинской свиты, которая вновь обнажается юго-восточнее в ядерных частях субширотных синклинальных структур. Ундуляция шарнира синклинория, так же как и антиклинориев в Чупино-Энгозерском районе, видимо, в основном вызвана наложением системы субширотных складок лоухского периода. Синклинорий усложнен складками последующих порядков север-северо-западного простиранья. По простиранью синклинорий имеет неодинаковое строение. На участке оз. Энгозеро синклинорий имеет изоклинальное строение, опрокинут на северо-восток, и породы, представленные нижней подсвитой, имеют падение на юго-запад. Несколько южнее пос. Амбарный крылья его расходятся, и на широте оз. Юозеро синклинорий представляет собой нормальную складчатую структуру, усложненную продольными антиклинальными и синклинальными складками. Несколько севернее Лоухского озера синклинорий вновь сжат в узкую изоклинальную структуру и опрокинут на юго-запад.

Рассмотренные главные структуры чупинского периода беломорской складчатости и усложняющие их системы складок последующих порядков подвергаются наложенным складчатым деформациям лоухского периода, в результате которых формируется система складок субширотного простиранья, наиболее четко фиксируемая в данном районе и во многом определяющая основную конфигурацию структурного плана района. Субширотные складки разного масштаба развиты повсеместно в районе без прямой зависимости от структур чупинского периода складчатости и слагающих их пород. В пределах района западнее линии, проходящий от оз. Энгозеро субмеридионально на север к Чупинской губе Белого моря, развиты субширотные складки с шарнирами, погружающимися на восток-юго-восток. Восточнее этой линии шарниры складок погружаются на запад-юго-запад, а в переходной зоне установлены погружения шарниров складок как в восточных, так и западных румбах.

Среди установленных субширотных структур (рис. 11) наиболее крупными условно рассматриваемыми в качестве структур первого порядка являются: Сонострвская, Амбарнская, Чупиногубская, Полубоярская, Пайозерская антиклинали и Юозерская синклиналь, ограниченная с северо-востока Сонострвской, с юго-востока Амбарнской, с юга-за-

пада Пайозерской и с северо-запада Полубоярской антиклиналями. Каждая из этих структур усложнена складками второго и последующих порядков, наиболее крупные из которых указаны на рис. 11. Вследствие того что субширотные структуры являются наложенными, они (особенно в северной и юго-восточной части района) пересекают простира-ние пород, обусловленное главным образом направлениями структур чупинского периода. В пределах отдельных небольших складок текстуры пород (слоистость, полосчатость) могут быть полностью подчинены субширотным складкам и лишь в замках ранних складок сохраняют пер-



Рис. 12. Сжатая изоклиная складка субширотного простира-ния, усложненная открытой складкой северо-западного простира-ния. Оз. Б.Крохино.

вичную ориентировку. Указанные взаимоотношения между масштабами складчатых структур и мощностями стратифицированных пород имеют (в качестве стратифицированных пород в беломорском комплексе часто выступают изоклиальные сжатые складки раннего чупинского периода) прямую зависимость. Складка, по амплитуде превышающая мощность слоя, пачки, подбиты и т. д., приводит к переориентировке их первичного залегания, а с амплитудой менее мощности слоя нарушает лишь внутренние его структурно-текстурные особенности, не изменяя залегания слоя в целом.

Субширотные складки лоухского периода являются в большинстве своем изоклиальными, подобного типа (рис. 12). К северу от широты пос. Амбарный они опрокинуты к югу, местами до лежачего положения; на юг от пос. Амбарный складки опрокинуты к северу. В результате наложения системы субширотных складок лоухского периода на систему северо-западных складчатых структур чупинского периода структуры района приобретают весьма сложное внутреннее строение и морфологию, что еще более усиливается при наложении системы складок периодов протерозойской складчатости.

Как и в районе губы Поньгомы, в рассматриваемом районе тектони-



ческие деформации сопряжены с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и сопровождаются формированием соответствующих интрузивных комплексов. Более полную характеристику тектонических структур района и их последовательность целесообразно рассмотреть на примере детальных участков, расположенных в пределах западного и восточного крыльев Лоухского синклиория и в Юлозерской синклинали.

Участок озер Боярское — Ульманга. Участок расположен к западу от пос. Амбарный в пределах западного крыла Лоухского синклиория. Беломорский комплекс пород представлен образованиями верхней подсвиты хетолабинской свиты и чупинской свиты, а также магматическими породами ультраосновного, основного и кислого состава (рис. 13).

Верхняя подсвита хетолабинской свиты закартирована западнее озер Боярское, Кулежда, Ульманга. В составе ее преобладают биотитовые гнейсы, гранатовые амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы имеют подчиненное развитие. В составе чупинской свиты, территориально развитой восточнее, выделены две подсвиты. Нижняя подсвита представлена гранатовыми и полевошпатовыми амфиболитами, перемежающимися в разрезе с кианит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми, местами с амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Пространственно с породами этой подсвиты тесно ассоциируют мелкие тела бесполовошпатовых ультрабазитов и гранат-диопсидовых метагаббро. При этом наблюдаются постепенные переходы метагаббро через полевошпатовые амфиболиты в гранатовые амфиболиты. Постепенные переходы, а также близость их химических составов указывают на магматогенную природу, по крайней мере части полевошпатовых и гранатовых амфиболитов района. Проявляющаяся повсеместно приуроченность гранатовых амфиболитов, перемежающихся с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, к определенной части стратиграфического разреза, по-видимому, может расцениваться как указание на существенно вулканогенную природу амфиболитов, наблюдаемых здесь в разрезе нижней подсвиты чупинской свиты. Верхняя подсвита представлена перемежающимися в разрезе гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Резко подчиненную роль в ее составе играют гранатовые амфиболиты неясного генезиса.

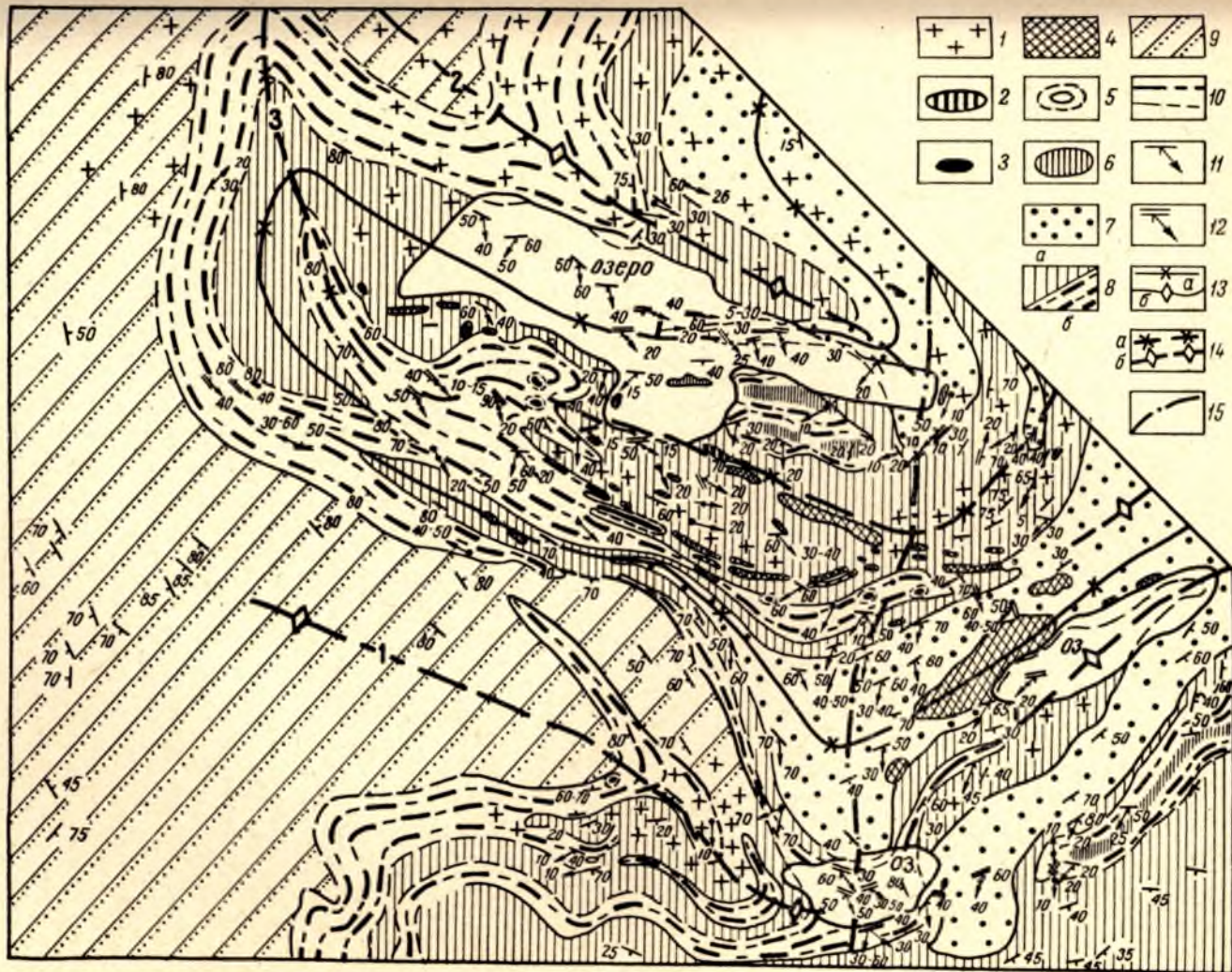
Структурный план участка отражает суммарное проявление неоднократных складчатых деформаций. В пределах рассматриваемого участка в обнажениях установлены изоклинальные сжатые складки, ориентированные в общем субпараллельно контактам литологических разностей пород и имеющие крутые углы падения осевых поверхностей. Шарниры их в большинстве случаев ориентированы полого ( $10-30^\circ$ ) с преобладающим погружением в южных и лишь в отдельных местах северных румбах. Более крупные изоклинального типа складки отчетливо картируются в районе озер Кулежда и Боярского (рис. 13). Антиклинальные складки здесь сложены породами нижнечупинской подсвиты, а в наиболее погруженных участках синклиналиных структур устанавливаются образования верхнечупинской подсвиты. Складки изогнуты в плане и опрокинуты на северо-восток. Замки сжатые, часто острой клиновидной формы. Шарниры ундулируют от  $0$  до  $20-40^\circ$ . Эти складки относятся к разнопорядковым структурам чупинского периода, усложняющим сопряженное крыло Лоухского синклиория с Западным антиклинорием.

На систему складок чупинского периода наложены складчатые структуры, ориентированные на данном участке в запад-северо-западном направлении. При этом произошла (в зависимости от амплитуды



Рис. 13. Геолого-структурная схема участка оз. Боярское—оз. Ульманга. Составил В. С. Степанов с учетом материалов ИГГД АН СССР.

1 — участки интенсивной мигматизации и гранитизации; 2 — гранатовые метагаббро; 3 — метапорфириты; 4 — комплекс перцолитов—габбро-норитов; 5 — метаультрабазиты; 6 — метагаббро и полевшпатовые ортоамфиболиты, частью более молодые; 7 — верхняя подсвита чупинской свиты; 8 — нижняя подсвита чупинской свиты; (а — гнейсы, б — амфиболиты); 9 — верхняя подсвита хетоламбинской свиты; 10 — контакты подсвит и пород, прослеженные и предполагаемые; 11 — элементы залегания полосчатости, сланцеватости, гнейсовидности и липейности; 12 — элементы залегания осевых поверхностей и шарниры мелких складок; 13 — следы осевых поверхностей складок чупинского периода деформаций (а — синклинальных, б — антиклинальных); 14 — следы осевых поверхностей складок лоухского периода деформаций (а — синклинальных, б — антиклинальных); 15 — следы осевых поверхностей складок протерозойских деформаций. Цифры на карте: 1 — Ульмангская и 2 — Северобоярская антиклинали; 3 — Олимоверская синклиналь.





ранних и наложенных структур) полная или частичная переориентировка ранних складок, что фиксируется в закономерных изменениях простираения их осевых поверхностей как в малых складках, наблюдаемых на отдельных обнажениях, так и крупных. В последних это наиболее отчетливо проявляется в призмковых частях структур. Так, в районе озер Пиртозеро—Ульманга—Пилка выявлен разброс простираения осевых поверхностей ранних складок, развитых в перегибе более крупной субширотной Ульмангской антиклинали, четко фиксируемой здесь маркирующей пачкой пород нижнечупинской подсвиты. Аналогичный изгиб ранних изоклинальных складок устанавливается в замковой части Северобоярской антиклинали.

Структурный план участка в значительной степени определяется системой субширотных складчатых структур лоухского периода. Здесь наиболее крупными структурами являются Ульмангская, Северобоярская антиклинали и заключенная между ними Элиозерская синклиналичная структура, которые имеют сложное внутреннее строение. Замковая часть Ульмангской структуры расположена в районе оз. Ульманга. В ядре ее выступают гнейсы хетоламбинской свиты, а положение крыльев четко фиксируется амфиболитами нижней подсвиты чупинской свиты. Северное крыло имеет северо-западное простираение, южное — субширотное. Структура в целом несколько опрокинута на север-северо-восток. След осевой поверхности меняет свое направление от северо-восточного (сильно сжатая замковая часть между озерами Пиртозеро—Ульманга) на широтное (оз. Ульманга) и северо-западное (к западу от оз. Ульманга), а затем, по-видимому, вновь отклоняется к широтному. Шарнир, ундулируя, погружается в восточном—северо-восточном направлении. На юг от Ульмангской антиклинальной структуры устанавливается синклиналичное погружение, переходящее за пределами участка в антиклинальную структуру. К северу Ульмангская антиклинальная структура сменяется Элиозерским синклиналичным погружением.

Субпараллельно северному берегу оз. Боярского прослеживается Северобоярская антиклинальная структура, замковая часть которой расположена в восточной части оз. Боярского. След осевой поверхности структуры имеет общее направление по азимуту северо-запад 290—300°, погружение шарнира на юго-восток. Ядро структуры сложено гнейсами верхней подсвиты хетоламбинской свиты к периферии сменяющимися амфиболитами нижнечупинской подсвиты, а затем перемежающимися с гнейсами ниже- и верхнечупинской подсвит. Перемежаемость образований ниже- и верхнечупинской подсвит в периферической замковой части структуры отражает ранние изоклинальные структуры чупинского периода, участвующие в ее строении, аналогично моноклинально залегающим пластам.

В строении Элиозерской синклиналичной структуры, сопряженной с рассмотренными антиклинальными складами, также участвуют складчатые структуры чупинского периода (рис. 13). След осевой поверхности этой структуры трассируется от оз. Элиозеро на юго-запад и в районе между оз. Пиртозеро и восточным окончанием оз. Боярского довольно резко поворачивает на северо-восток, аналогично повороту следа осевой поверхности Ульмангской антиклинали. Поворот следа осевой поверхности синклинали частично вызван сменой синклинали к востоку антиклинальной структурой, усложняющей замковую часть Амбарнской антиклинали и имеющей погружение шарнира на запад-юго-запад. Изгиб субширотных складчатых структур (рис. 13) здесь происходит в целом по линии, проходящей субмеридионально по восточным окончаниям озер Боярское и Ульманга, и фиксирует собой замковый перегиб наложенной протерозойской складчатой структуры с осевой поверхностью суб-

меридионального простираения. К структурам протерозойского периода складчатых деформаций на участке озер Ульманга—Боярское относятся, кроме того, складки, которые в обнажениях проявляются изгибом более ранних изоклиналиных складок, сопровождающихся развитием минеральной линейности, имеющей азимут погружения на юг-юго-запад  $195-215^\circ$  с углами погружения  $20-50^\circ$ . Складки имеют открытый характер. Субмеридиональные осевые поверхности имеют вертикальное или близкое к нормальному погружение. В региональном плане эти складчатые структуры проявляются в закономерных изгибах осевых поверхностей и линейности более ранних изоклиналиных структур, а также в разворотах осевых поверхностей малых ранних складок.

Последовательность формирования рассмотренных систем складчатых структур и принадлежность их к одновременным периодам выявляется также по взаимоотношениям складчатых деформаций и проявлениям магматической активности. Прерывистость складкообразования фиксируется здесь внедрением интрузий основной магмы. По отношению к складчатым деформациям выделяются две группы магматических пород. Первая, наиболее древняя группа состоит из пород основного и ультраосновного состава. Эти породы образовались до формирования системы субширотных складок и связаны с фазами чупинского периода складчатости. Эта группа представлена полевошпатовыми, частью гранатовыми, амфиболитами, метагаббро и ультраосновными породами. Они отчетливо деформированы и совместно с вмещающим комплексом пород участвуют в строении субширотных структур, обладая всеми их структурными элементами. До формирования субширотных складок они также участвовали в деформациях чупинского периода, видимо, в этап проявления поздней фазы (фаз?), когда были сформированы изоклиналиные складчатые структуры северо-западного простираения. На это указывает их тесная связь с гранатовыми амфиболитами (метаморфически преобразованные магматические породы) и согласованность их плоскостных элементов с осевыми поверхностями складок чупинского периода.

Вторая группа магматических пород рассматриваемого участка представлена комплексом лерцолитов — габбро-норитов, интрузивные тела которых имеют иное отношение к субширотным складчатым структурам. Отдельные интрузивные тела или цепочки их вытянуты субпараллельно осевым поверхностям субширотных складок или локализуются в призамковых частях (озера Кулежда и Пиртозеро). Петрологические и структурно-текстурные особенности пород этих интрузий свидетельствуют о внедрении магмы в жесткую, относительно холодную раму (образуются зоны закалки) и кристаллизации ее в относительно спокойных тектонических условиях при высоких значениях температуры и давления. Лишь в отдельных мелких телах метабазитов (оз. Кулежда) проявляются плоскостные текстуры субширотного простираения. Приведенные данные свидетельствуют о внедрении комплекса лерцолитов — габбро-норитов после формирования по крайней мере основных складчатых структур субширотной ориентировки и несомненно указывают на низкую тектоническую активность — этап постскладчатой консолидации пород или начальный этап нового периода складчатости.

При деформациях, формирующих в пределах участка складчатые структуры субмеридионального простираения, интрузивные тела комплекса лерцолитов — габбро-норитов блокируются. Происходит частичная переориентировка блоков, их обособление (оз. Кулежда и к северо-западу от него) и формирование в межблоковых зонах и трещинах аплитовых и пегматитовых жил. Следовательно, комплекс лерцолитов — габбро-норитов фиксирует собой временной перерыв между формирова-



нием системы субширотных складок лоухского периода беломорской складчатости и образованием структур протерозойских периодов складчатости, сопровождающихся здесь формированием гранитов и пегматитов.

Участок оз. Лоухское. Участок располагается в пределах изоклинально сжатой ядерной части Лоухского синклинория и западного крыла Приморского антиклинория (рис. 14). В пределах участка наиболее четко проявлены субширотные разнопорядковые, обычно изоклиналинные, опрокинутые на юг складки. Их осевые поверхности в той или иной мере изогнуты. Наиболее крупные из них представляют собой складки второго порядка, развитые в замковой части субширотной Со-востровской антиклинали, ядерная часть которой обнажается восточнее и далее погружается под уровень Белого моря за пределами разлома, параллельного побережью (рис. 11). Представляется целесообразным дать более детальное описание одной из этих структур.

В пределах участка с востока на запад на расстоянии около 15 км прослеживается Кенозерская антиклинальная структура, замковая часть которой устанавливается в районе оз. Кенозеро. Ширина этой изоклиналинной, сжатой и опрокинутой складки несколько более 3 км в зоне ее усложненного ядра. Северное крыло антиклинали при некотором усложнении складками последующих порядков постепенно переходит в небольшое по масштабам синклинальное погружение, отделяющее расположенную севернее Морозовоозерскую антиклинальную структуру, аналогичную по масштабу и строению Кенозерской антиклинали. Южное крыло также сменяется синклинальным прогибом и последующей антиклинальной структурой. Кенозерская антиклиналь имеет сложное внутреннее строение. В ядре этой структуры в районе оз. Б. Крохино пласт полосчатых гранатовых амфиболитов нижней подсвиты хетоламбинской свиты мощностью около 200 м смят в субширотные складки (Сыстра, 1969), длина которых достигает 3—3.5 км, ширина 1—1.5 км.

Лучше всего обнажена южная антиклинальная складка оз. Б. Ворочистое (рис. 15). Форма этой складки изоклиналинная (угол между крыльями не превышает 10—15°). Осевая поверхность субширотного—северо-восточного простирания запрокинута на юго-восток и имеет падение к северу под углом около 40°. В ядре складки обнажаются интенсивно мигматизированные биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы керетской свиты, иногда содержащие амфибол. Указанные гнейсы оплываются пластом полосчатых гранатовых амфиболитов с прослоями ржавобурых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов, которые непрерывно прослежены на обоих крыльях и в замке складки на расстоянии более 4 км. Южное крыло складки нарушено и полого надвинуто на вышележащие биотитовые и амфиболовые гнейсы. Надвигом срезана часть пачки амфиболитов с прослоями гранат-биотитовых гнейсов. Шарнир этой складки погружается на запад под углом 20—30°. Во всех породах, особенно в призамковой части структуры, четко выражена линейная ориентировка амфибола, биотита, кварца, эпидота, кварц-полевошпатовых агрегатов параллельно шарниру складки. На структурной диаграмме линейность образует четкий максимум, соответствующий шарниру этой складки (рис. 15, в).

Повсеместно в обнажениях, чаще всего в гнейсах, встречаются осложняющие структуру мелкие складки длиной до нескольких метров. Полоса осевых плоскостей этих складок на диаграмме образуют четкий максимум, соответствующий осевой поверхности крупной складки, а шарниры мелких складок из-за изгиба осевой поверхности основной структуры погружаются по азимуту юго-запад 265—285° под углами 20—30° (рис. 15, а). Пересечения границ биотитовых гнейсов с амфиболовыми



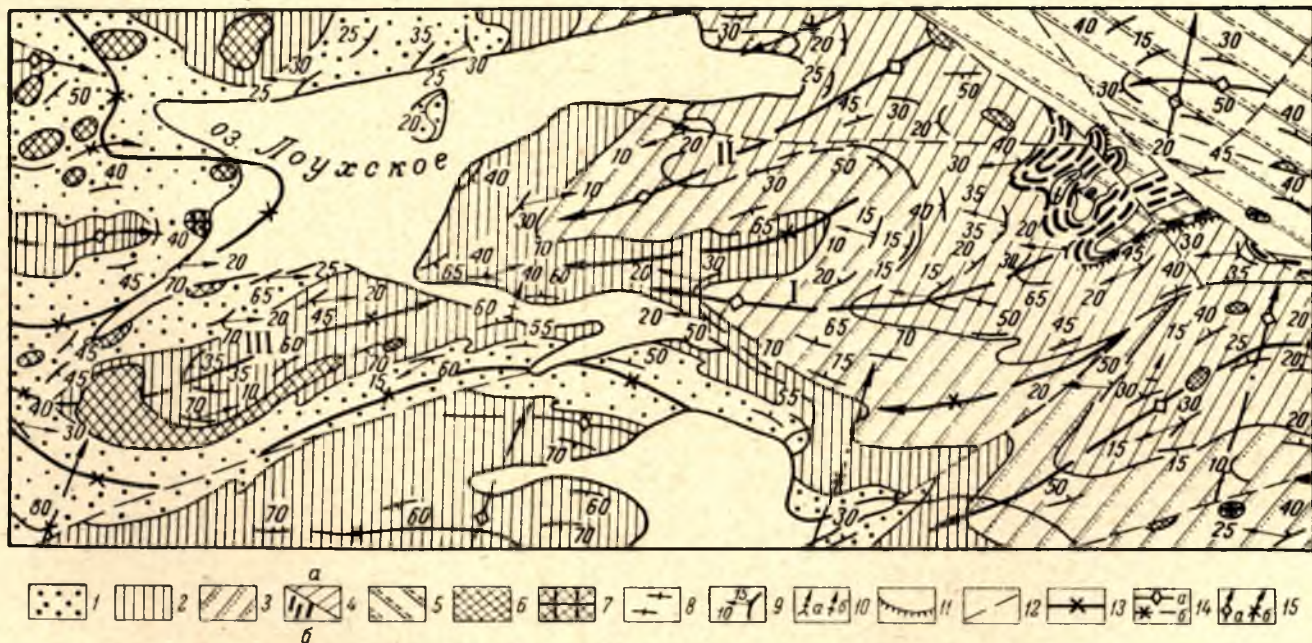


Рис. 14. Геолого-структурная схема участка оз. Лоухское. Составил Ю. П. Сыстра с учетом материалов СЗТГУ.

1 — верхняя подсвита чупинской свиты; 2 — нижняя подсвита чупинской свиты; 3 — верхняя подсвита хетоламинской свиты; 4 — нижняя подсвита хетоламинской свиты (а — амфиболиты, б — гнейсы); 5 — верхняя подсвита керетской свиты; 6 — основные породы комплекса лерцолит—габбро-норитов; 7 — гранатовое метагаббро; 8 — древние ортогнейсы; 9 — гнейсовидность, полосчатость и минеральная линейность, параллельная шарнирам субширотных складок; 10 — шарниры мелких северо-восточных складок (а) и минеральной линейности Лоухского синклиниория; 11 — взбросо-надвиги; 12 — сбросо-сдвиги; 13 — след осевой поверхности Лоухского синклиниория; 14 — следы осевых поверхностей субширотных складок и направления погружения их шарниров (а — антиклиналей, б — синклиналей); 15 — следы осевых поверхностей складок северо-восточного простирания и направления погружения их шарниров (а — антиклиналей, б — синклиналей). Структуры: I — Кенозерская антиклиналь, II — Морозовоозерская антиклиналь, III — Келейногубская синклиналичная складка.



и амфиболитов с гранат-биотитовыми гнейсами в призмковой части складки образуют пояс *b*-осей, с четким максимумом, соответствующим шарниру рассматриваемой складки (рис. 15, б).

В пределах ядерной части Кенозерской антиклинали совместно с гнейсами и полосчатыми амфиболитами в субширотные складки смяты наиболее ранние, сильно измененные и рассланцованные интрузивные по-

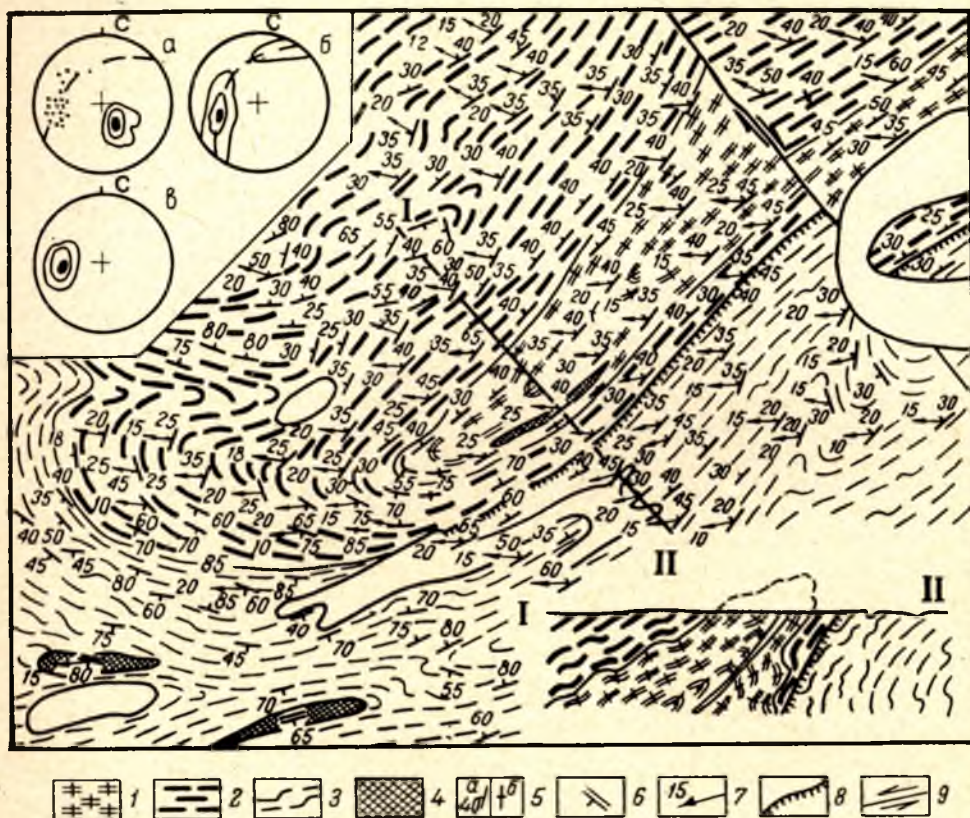


Рис. 15. Строение антиклинали района оз. Ворочистое. Составил Ю. И. Сыстра.

1 — биотитовые гранито-гнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов; 2 — полосчатые гранитовые амфиболиты с малоомощными прослоями гранат-биотитовых и кyanит-гранат-биотитовых гнейсов; 3 — биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы; 4 — метаморфизованные древние габброиды; 5 — полосчатость в породах беломорской серии (а — наклонная, б — вертикальная); 6 — сланцеватость в метаморфизованных габброидах; 7 — минеральная линейность, параллельная шарниру антиклинали; 8 — линия взбросо-надвига; 9 — сбросо-сдвиг и направление движения по нему. Структурные диаграммы, нижняя полусфера, контуры 1—10—20%: а — полюса осевых плоскостей (28 замеров, околонтрусы) и шарниры (точки) мелких складок, пояс (пунктир) соответствует средней осевой плоскости; б — *b*-пересечения полосчатости, 36 плоскостей, 630 точек, пунктир — пояс *b*-осей; а — минеральная линейность, 66 замеров.

роды ультраосновного и основного состава, а также секущие их мало-мощные жилы гранита. В этих интрузивных породах устанавливается отчетливая линейная текстура, выраженная ориентировкой биотита, амфибола, кварца и кварц-полевошпатовых агрегатов параллельно шарнирам субширотных складок.

Призмковая часть Кенозерской антиклинали также усложнена складками, которые наиболее четко устанавливаются в полосчатых литологически разнородных пластах, характерных для нижней подсвиты чупинской свиты и низов верхней подсвиты хетоламбинской свиты. Статистический анализ структурных элементов выявляет четкие максимумы, со-



ответствующие шарниру Кенозерской антиклинали, погружающемуся на северо-запад  $280^\circ$  под углом  $20-25^\circ$  (рис. 16, а, б). К западу Кенозерская и Морозовоозерская антиклинали по направлению погружения их шарниров сменяются Келейногубским синклиналильным прогибом общего субширотного простирания (рис. 14). Ядерная часть Лоухского синклинория здесь сжата в узкую изоклиналильную структуру и опрокинута на запад-юго-запад, в результате чего породы чупинской свиты участвуют в формировании субширотных складчатых структур как моноклиналильно залегающий пласт. Ввиду опрокинутого залегания породы нижней подсвиты чупинской свиты восточного—северо-восточного крыла Лоухского синклинория залегают на породах верхнечупинской свиты, которые подстилаются нормально залегающими в разрезе западного—юго-западного крыла образованиями нижней подсвиты.

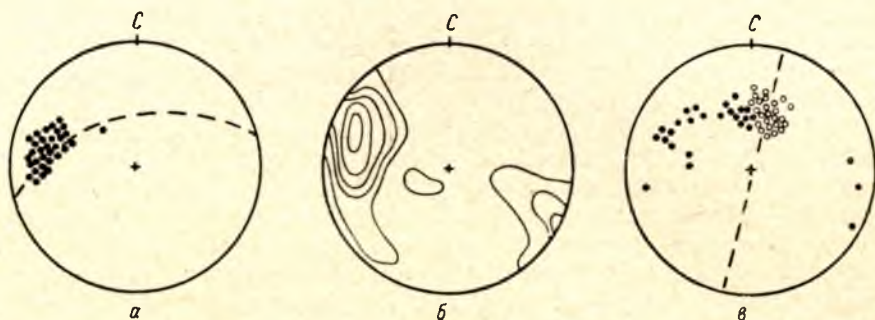


Рис. 16. Структурные диаграммы Кенозерской антиклинали (а, б) и Восточно-Пиземской синклинали (в). Нижняя полушфера.

а: точки — минеральная линейность, параллельная шарниру Кенозерской антиклинали, пояс (пунктир) соответствует среднему положению осевой поверхности складки; б — б-пересечения полосчатости, 41 плоскость, 820 точек, контуры 1—3—5—10—15%; в: точки — минеральная линейность, параллельная шарниру Восточно-Пиземской синклинали, кружки — минеральная линейность, параллельная шарнирам наложенных северо-восточных складок, пояс (пунктир) соответствует средней осевой плоскости северо-восточных складок.

Келейногубский синклиналильный прогиб субширотного простирания (почти поперек к простиранию Лоухского синклинория) пересекает породы различных стратиграфических уровней и в разных частях сложен различными породами. В восточном конце оз. Лоухского, где устанавливается восточный замковый перегиб и шарнир имеет погружение на юго-запад, структура сложена породами хетоламбинской свиты восточного—северо-восточного крыла Лоухского синклинория. К западу от юго-западного окончания оз. Лоухского замыкание Келейногубской синклиналильной структуры четко прослеживается образованиями чупинской свиты западного—юго-западного крыла Лоухского синклинория. Шарнир структуры имеет погружение на юго-восток. В области перегиба шарнира ядерная часть складки сложена породами нижнечупинской подсвиты восточного—северо-восточного крыла синклинория, а крылья — образованиями верхнечупинской подсвиты ядерной части Лоухского синклинория. Южное крыло синклиналильного прогиба усложнено в зоне погружения шарнира Кенозерской антиклинали дополнительными складками (рис. 14). На юг Келейногубская синклиналильная структура сменяется субширотной Полубоярской антиклиналью, условно относимой к структурам первого порядка, а северное ее крыло сопряжено с южным крылом Слюдозерской субширотной антиклиналью второго порядка. Шарниры этих антиклиналей погружаются на восток. В целом Келейногубская синклиналильная структура представляет прогиб, образованный в зоне сочленения субширотных антиклинальных структур со встречными на-



правлениями погружения их шарниров, и относится к типичным наложенным структурам.

На участке оз. Лоухское складчатые деформации протерозойских периодов деформаций проявлены относительно слабо. Деформации, вызывающие во многих участках Чупино-Энгозерского района формирование систем складок субмеридионального и северо-восточного простирания, здесь выражены лишь пологими изгибами осевых поверхностей субширотных складок лоухского периода. Кроме того, выявлена система мелких и малых (с амплитудой первых сотен метров) открытых складок (угол между крыльями  $120-150^\circ$ ). Осевые плоскости их несколько наклонены и имеют северо-западное простирание. Шарниры в районе оз. Б. Крохино погружаются на северо-запад, как и у складок лоухского периода, с шарнирами которых они местами образуют угол  $10-15^\circ$ . При наложении этих открытых складок с почти вертикальными осевыми плоскостями на изоклинальные опрокинутые складки лоухского периода в последних происходит изгиб осевых поверхностей. Мелкие складки такого типа и взаимоотношения их с более ранними непосредственно наблюдаются в обнажениях (рис. 12).

Формирование складчатых структур участка сопровождалось образованием разрывных нарушений. В лоухский период, когда складки формировались при высокой пластичности пород, крупные нарушения выражены взбросо-надвигами, имеющими притертые контакты. Более поздние нарушения четко устанавливаются по зонам интенсивной мигматизации. В пределах участка также широко развиты разрывные нарушения сбросо-сдвигового характера и тектоническая трещиноватость, которые не обнаруживают четкой связи с установленными здесь системами складок. Длина таких нарушений иногда превышает десятки километров. Они прямолинейны, с крутыми плоскостями падения, наиболее часто имеют направления по азимутам северо-запад  $315-320$  и  $330-345^\circ$ , а также северо-восток  $20-30$  и  $45-60^\circ$ . Имеются и нарушения субширотного направления, которые сопровождаются зонами интенсивной трещиноватости. Густота трещин в них в  $10-15$  раз превышает фоновую для беломорского комплекса пород. Ширина зон трещиноватости достигает  $50-150$  м по обе стороны от разлома, где породы полностью раздроблены и брекчированы. В крупных зонах устанавливается процесс привноса кварц-полевошпатового материала и формирование порфиробластических мигматитов или только минерализация трещин альбитом, кварцем, эпидотом, кальцитом и хлоритизация вмещающей породы.

Участок озер Юлозеро — Телячье. Рассматриваемый участок (рис. 17) охватывает Лоухский синклинирий от места раскрытия на юге (несколько севернее пос. Амбарный) до его замыкания и сжатия на севере (оз. Вехозеро). Синклинирий в пределах участка имеет субмеридиональное простирание и весьма сложное внутреннее строение. Крылья синклиниория сложены породами пестрой по составу нижней подсвиты чупинской свиты, которые к центру структуры сменяются глиноземистыми кнаниит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами верхней подсвиты чупинской свиты. В ядерной части синклиниория устанавливаются антиклинальные складки субмеридионального простирания, сложенные образованиями нижнечупинской подсвиты. Восточное крыло синклиниория к югу от Юлозера усложнено синклинальной структурой. Указанные складчатые структуры чупинского периода усложнены складками последующих порядков изоклинального типа с пологими undulating шарнирами.

В лоухский период складчатых деформаций в пределах рассматриваемого участка Лоухского синклиниория формируется наиболее крупная

Юлозерская синклиналильная структура субширотного простирания (условно первого порядка). Благодаря формированию субширотной синклиналильной структуры здесь на современном эрозионном срезе сохраняется наиболее широкое поле пород чупинской свиты, слагающее Лоухский синклиниорий. Юлозерская синклиналильная структура усложнена складками последующих порядков, как и ограничивающие ее Полубояр-

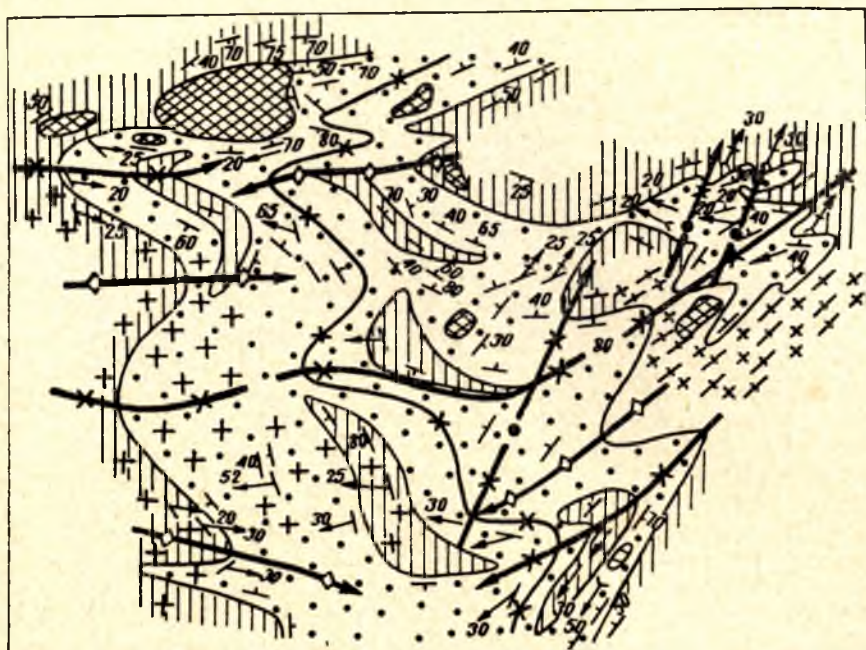


Рис. 17. Геолого-структурная схема района озер Телячье—Юлозеро. Составил В. В. Щипцов с учетом материалов СЗТГУ и ИГГД АН СССР.

1 — верхняя подсвита чупинской свиты; 2 — нижняя подсвита чупинской свиты; 3 — габбро-нориты; 4 — гнейсо-граниты; 5 — участки интенсивной мигматизации и гранитизации; 6 — минеральная линейность субширотных складок (а), шарниры субширотных складок (б); 7 — минеральная линейность складок северо-восточного простирания (а) и их шарниры (б); 8 — след осевой поверхности Лоухского синклиналя; 9 — следы осевых поверхностей синклиналей лоухского периода; 10 — следы осевых поверхностей антиклиналей лоухского периода; 11 — элементы залегания полосчатости, гнейсовидности; 12 — следы осевых поверхностей складок протерозойского периода.

ская, Соностровская, Амбарская и Северобоярская субширотные антиклинали. В восточной части синклинали эти складки имеют погружения шарниров на запад-юго-запад, а в западной — на восток-юго-восток. В центральной части синклинали, в пределах антиклинальных структур чупинского периода, шарниры складок субширотного простирания и минеральная линейность имеют погружения в восточных и западных румбах. Видимо, здесь происходит и некоторое воздымание шарнира Юлозерской синклинали. Углы погружения шарниров складок преимущественно пологие и редко превышают  $30^\circ$ . Субширотные складки Юл-



озерской синклинали опрокинуты к югу и в целом в пределах структуры резко преобладают погружения пород в северных румбах.

При формировании системы субширотных складок складчатые структуры чупинского периода деформируются и участками полностью (в зависимости от соотношения размеров ранних и наложенных складок) переориентируются, согласуясь со структурными элементами наложенных

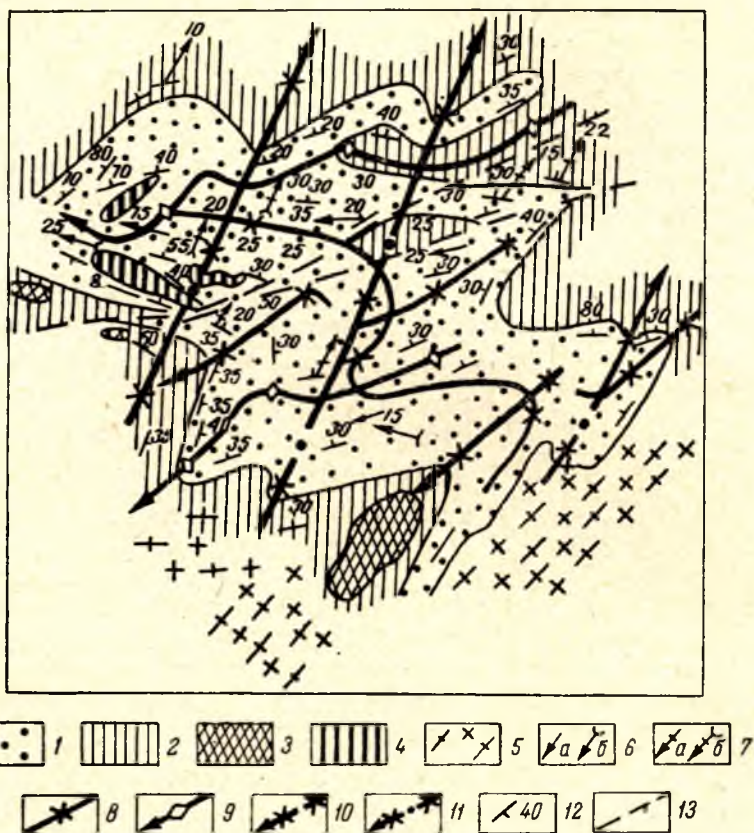


Рис. 18. План структуры в районе оз. Юлозеро. Составил В. В. Щипцов.

1 — верхняя подсвита чупинской свиты; 2 — нижняя подсвита чупинской свиты; 3 — габбро-норит; 4 — гранатовое габбро; 5 — гнейсо-граниты; 6 — минеральная линейность (а) и шарниры субширотных складок (б); 7 — минеральная линейность (а) и шарниры складок северо-восточного простирания (б); 8 — след осевой поверхности синклинали структуры чупинского периода; 9 — следы осевой поверхности антиклиналей лоухского периода; 10 — следы осевых поверхностей синклинали лоухского периода; 11 — следы осевых поверхностей складок протерозойских периодов; 12 — элементы залегания полосчатости; 13 — разрывные нарушения.

структур (рис. 18). На участке озер Телячье—Юлозеро также местами проявлены открытые складки субширотного простирания, накладывающиеся на систему изоклиналильных опрокинутых складок лоухского периода.

Формирование системы изоклиналильных субширотных складок лоухского периода сопровождалось региональным метаморфизмом и мигматизацией пород беломорской серии, а также разрывными нарушениями, в пределах которых формировались граниты и пегматиты (Юлозерские слюдоносные пегматиты), деформированные совместно с вмещающими породами в складчатые структуры субширотного простирания.

Интрузии габбро-норитового состава образуют в пределах участка (район оз. Векхозеро) серию удлиненных тел, последовательно прослеживающихся в субширотном направлении согласно с направлением осевых поверхностей складок лоухского периода, в свою очередь секущих структуры чупинского периода.

Складчатые деформации протерозойских периодов карельской складчатости в пределах рассматриваемого участка проявились неравномерно. Складки открытого типа с субвертикальными осевыми поверхностями, имеющие погружения шарниров на северо-восток  $25^\circ$  под углами  $20-30^\circ$ , распространены в восточной и южной частях участка (шарниры имеют погружение на юго-запад). В пределах западного крыла синклинория и в северо-западной части участка устанавливаются линейные зоны с субмеридиональным простиранием минеральной линейности осевых поверхностей мелких открытых складок и разрывных нарушений, к которым приурочены тела пегматитов (месторождение Полубояры). В пределах такой зоны западного крыла Лоухского синклинория (озера Косачье—Сенное—Боровое) устанавливается дробление пород чупинской свиты, их мигматизация, сопровождающаяся формированием жил гранитов и процессами микроклинизации вмещающих пород.

Участок оз. Пиземское — дер. Гридино. Участок структурно приурочен к антиклинорию, осложненному северо-западными складками чупинского периода (рис. 11). Антиклинальные складки сложены в основном биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами верхней подсвиты керетской свиты. Синклинальные структуры или их сохранившиеся от эрозии замковые части в областях погружения шарниров четко фиксируются амфиболитами нижней подсвиты хетоламбинской свиты. В поле гнейсов керетской свиты, где эрозионный срез охватывает более глубокие сечения (ниже уровня амфиболитов хетоламбинской свиты), антиклинальные складки в толще биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов очерчиваются довольно выдержанными пластами гранат-биотитовых гнейсов. Например, антиклинальная структура изоклинального типа района оз. Скобнево прослеживается в длину около 2,5 км (рис. 19). Для характеристики указанных структур целесообразно рассмотреть более подробно Восточно-Пиземскую синклинальную структуру, сложенную образованиями нижней подсвиты хетоламбинской свиты (рис. 4). Синклиналь прослежена с юго-востока от центриклинального замка, четко фиксируемого полосчатыми породами хетоламбинской свиты, на северо-запад до 10 км и далее в западном—юго-западном направлении около 5 км, где она обрывается разрывным нарушением. Осевая поверхность ее изогнута, и структура, кроме замковой части, изоклинально сжата и опрокинута. Шарнир синклинальной структуры ундулирует. Располагаясь в пределах субширотной Амбарнской антиклинали, эта синклиналь сохраняет на значительном расстоянии северо-западную ориентировку, почти перпендикулярно к осевой поверхности Амбарнской антиклинали. Северо-западная часть синклинали, так же как и сменяющая ее к северу антиклиналь, имеют субширотную ориентировку, согласующуюся с направлением простирания сформированных здесь складок лоухского периода, осложняющих Амбарнскую антиклиналь. Образование этих складок сопровождается формированием минеральной линейности с погружениями в западных и восточных румбах.

В пределах рассматриваемого участка наиболее четко в Чупино-Энгозерском районе проявлены складчатые структуры протерозойских периодов складчатости, особенно структуры имеющие простираание осевых поверхностей на северо-восток  $5-30^\circ$ . Складки открытые, угол между крыльями  $50-120^\circ$  с крутыми осевыми поверхностями. Шарниры их и минеральная линейность имеют преимущественное погружение на



северо-восток, согласуясь с падением пород в опрокинутых в южных румбах субширотных складках. Наложение указанных складчатых деформаций на Восточно-Пиземскую синклиналиальную структуру приводит к резкому усилению изгиба и формированию замка антиклиналиальной структуры на участке смены северо-западного простираения синклинали на субширотное (рис. 4). При этом ранние минеральные линейности переориентируются, на что указывает малый круг рассеивания, а вновь образующаяся минеральная линейность имеет четкую ориентировку параллельно шарширам складок с северо-восточными простираениями осевых поверхностей (рис. 16, в).

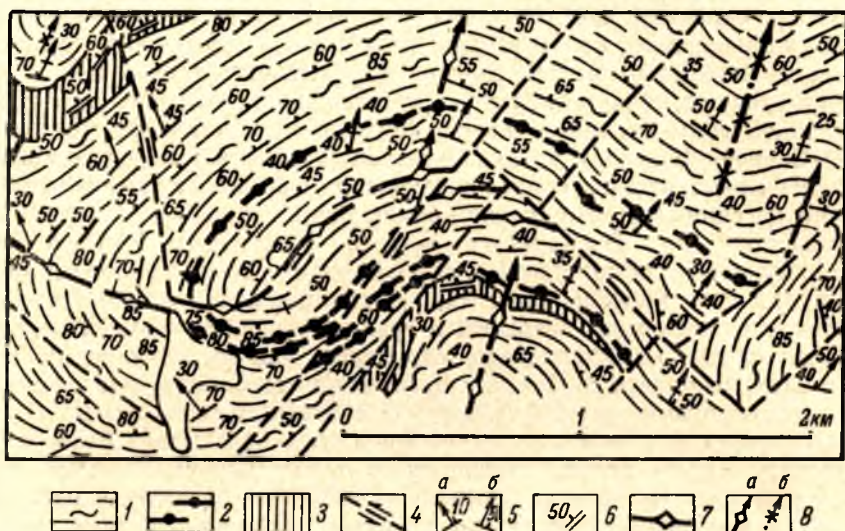


Рис. 19. План структуры района Скобневских озер. Составил Ю. И. Сыстра.

1 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов; 2 — гранат-биотитовые гнейсы; 3 — рассланцованные гранат-пироксеновые ортопороды (древние основные породы); 4 — сбросо-сдвиги и направление движений по ним; 5 — полосчатость, гнейсовидность и минеральная линейность, параллельная шарширам ранних (а) и наложенных (б) складок в породах беломорской серии; 6 — сланцеватость в ранних основных породах; 7 — след осевой поверхности ранней антиклинали; 8 — следы осевых поверхностей наложенных северо-восточных складок (а — антиклиналиальных, б — синклиналиальных).

**Кемско-Беломорский район.** Полоса развития пород беломорского комплекса в этом районе протягивается от г. Беломорска на юге до широты р. Летняя на севере. С востока она ограничена побережьем Белого моря, а на юго-западе — Восточно-Карельской зоной карелид (рис. 1). В геологическом строении района участвуют в различной степени мигматизированные и гранитизированные образования беломорской серии, представленные керетской, хетоламбинской свитами и лишь на северо-востоке района разрез дополняется породами нижней подсвиты чупинской свиты. Магматические образования представлены интрузиями основного, ультраосновного и кислого состава (рис. 20).

Образования керетской свиты здесь развиты в наиболее полном объеме для беломорского комплекса Карелии. Они образуют неправильной формы полосу северо-западного простираения и в целом занимают более половины площади развития пород беломорского комплекса рассматриваемого района. Нижняя подсвита сложена биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, которые формируют несколько овальной или вытянутой формы разобценные участки, оконтуриваемые породами верхней



подсвиты, а на юго-западе района с угловым несогласием перекрываемые образования нижнего протерозоя. Образования верхней подсвиты, представленные, как и в Чупино-Энгозерском районе, различными гнейсами с пропластками амфиболитов, тесно сопряжены в своем распространении с образованиями нижней подсвиты и с северо-востока ограничиваются образованиями хетоламбинской свиты. Местами, вдаваясь на юго-запад, они перекрываются несогласно образованиями нижнего протерозоя.

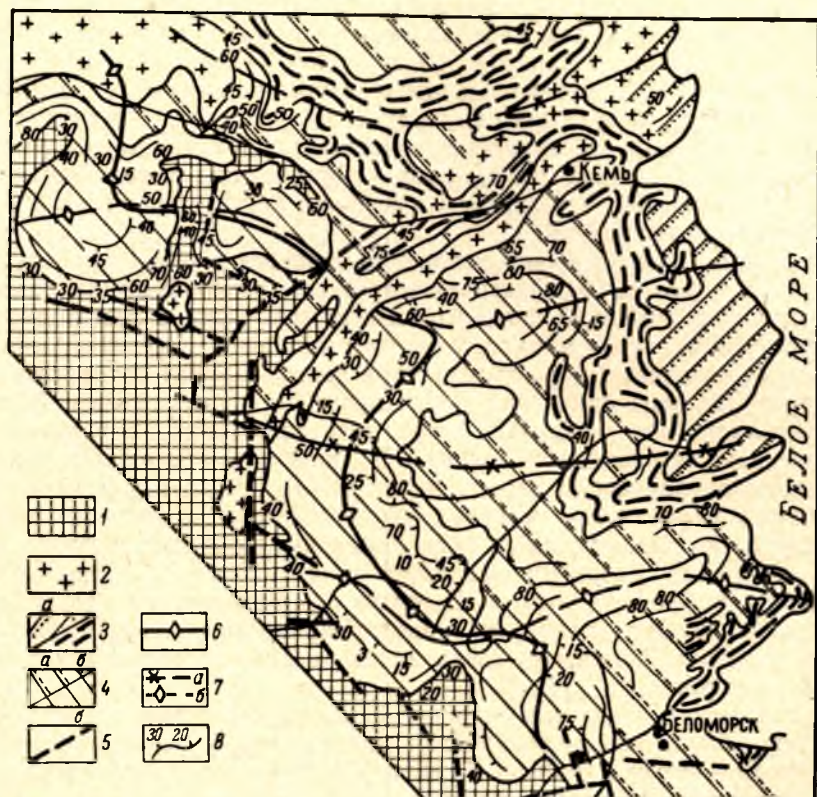


Рис. 20. Геолого-структурная схема Кемско-Беломорского района. Составил М. М. Стенарь с учетом материалов СЗТГУ.

1 — протерозойский (карельский) комплекс пород; 2 — зоны интенсивной мигматизации и гранитизации; 3 — хетоламбинская свита (а — верхняя подсвита, б — нижняя подсвита); 4 — керетская свита (а — верхняя подсвита, б — нижняя подсвита); 5 — разрывные нарушения; 6 — след осевой поверхности Шурецкого антиклинория; 7 — следы осевых поверхностей структур лоухского периода деформаций (а — синклинальных, б — антиклинальных); 8 — обобщенные элементы залегания пород.

Породы хетоламбинской свиты, обнаруживающие аналогию с образованиями этой свиты в Чупино-Энгозерском районе, слагают территорию к северо-востоку от полосы развития пород керетской свиты, распространяясь далее за пределы рассматриваемого района. В поле развития пород хетоламбинской свиты в зоне, примыкающей к полосе образований керетской свиты, устанавливаются изолированные участки, сложенные гнейсами керетской свиты и породами нижней подсвиты чупинской свиты к северу от г. Кемь.

Пространственное размещение образований различных свит беломорской серии и результаты изучения внутреннего тектонического строения развитого в районе комплекса пород указывают на наличие в районе крупной антиклинорной структуры, имеющей общее северо-запад-



ное простираание. Эта антиклинорная структура, имеющая сложное внутреннее строение, названа нами Шуерецким антиклинорием по названию р. Шуи, пересекающей антиклинорий в зоне его максимального воздымания. Образования хетолабинской свиты слагают сложноскладчатое северо-восточное крыло антиклинория, сменяющееся к северо-востоку Беломорским синклиниорием, обнаженная ядерная часть которого в районе губы Поньгомы рассмотрена выше. Размеры Шуерецкого антиклинория неизвестны, так как на юго-западе он перекрыт образованиями нижнего протерозоя. С северо-запада и юго-востока антиклинорий также ограничивается зонами карелид. След осевой поверхности Шуерецкого антиклинория общего северо-западного направления имеет извилистый характер. Шарнир структуры ундулирует. На участках воздымания шарнира ядерная часть антиклинория сложена породами нижекеретской подсвиты, а на участках погружения — образованиями верхнекеретской подсвиты, что выражено развитием в ядерной части антиклинория серии антиклинальных поднятий.

Шуерецкий антиклинорий усложнен серией структур последующих порядков, которые четко фиксируются в его северо-восточном крыле. Здесь, в непосредственной контактовой зоне керетской и хетолабинской свит образования хетолабинской свиты выполняют ядерные части синклинальных складок, а породы керетской свиты слагают антиклинальные структуры. Эта зона сменяется узким прогибом, параллельным Шуерецкому антиклинорию, который сложен преимущественно породами нижней подсвиты хетолабинской свиты и лишь в наиболее погруженных участках устанавливаются породы верхнехетолабинской подсвиты. К северо-востоку параллельно прогибу намечается зона воздымания, которая фиксируется по наличию здесь антиклинальных структур, ядерная часть которых сложена породами керетской свиты. Далее к северо-востоку происходит погружение крыла Шуерецкого антиклинория, что устанавливается появлением в разрезе пород беломорской серии образований нижней подсвиты чупинской свиты в ядерной части отдельных синклинальных складок.

Так же как и в других районах Западного Беломорья, складчатые структуры общего северо-западного простираания чупинского периода в Кемско-Беломорском районе были деформированы при формировании системы складок субширотного простираания лоухского периода. Складчатые структуры субширотного простираания здесь менее отчетливы, по-видимому, из-за интенсивного проявления в этом районе складчатых деформаций протерозоя. Однако в Кемско-Беломорском районе намечается ряд относительно крупных складчатых структур (рис. 20), усложненных складками последующих порядков. Следы осевых поверхностей имеют общее субширотное простираание. Замковые части структур довольно четко фиксируются в контактовых зонах свит по простираанию пород различного состава, подтверждаемые соответствующей ориентировкой структурных элементов. Шарниры субширотных складчатых структур в северо-восточном крыле антиклинория погружаются преимущественно в восточных румбах.

Сформированная в результате чупинского и лоухского периодов складчатых деформаций архей структура беломорид в Кемско-Беломорском районе в значительной степени усложнена складчатыми деформациями протерозоя. При формировании складчатых структур протерозоя беломорская серия и залегающие несогласно на породах керетской свиты образования нижнего протерозоя формируют единую систему складчатых структур. При этом происходит полная или частичная перестройка структур чупинского и лоухского периодов. В зависимости от степени интенсивности проявления деформаций протерозоя структурные элементы

ранних складок полностью или частично переориентируются, затушевываются с образованием единых согласованных структурных элементов как для архейских, так и протерозойских пород. Возникающее в результате протерозойских складчатых деформаций структурное согласие между образованиями беломорской серии и породами нижнего протерозоя послужило для ряда исследователей (Л. Я. Харитонов, Н. В. Горлов и др.) основанием для заключения о возрастном единстве и постепенном переходе нижнепротерозойских толщ в беломорские. Различие их объясняется разной степенью метаморфизма (метаморфическая зональность).

Изучение складчатых структур протерозойских периодов деформации в Кемско-Беломорском районе показало, что они проявлены здесь неравномерно. Устанавливаются складчатые структуры субмеридионального и северо-восточного простирания, которые фиксируются в нижнепротерозойских толщах и подстилающих их образованиях беломорской серии. Субмеридиональные складки наиболее отчетливо проявлены по линии от г. Кемпи на юг и в западной части района. Наиболее четко устанавливаются складчатые структуры северо-восточного простирания. Особенно интенсивно они развиты в относительно узких зонах северо-восточного направления, которые расчленяют беломорский комплекс на блоки (рис. 20). Зоны северо-восточного направления прослеживаются по побережью Белого моря — в районах г. Беломорска, дер. Шуерецкое, северо-западнее г. Кемпи, южнее дер. Поньгомы. Южнее рассматриваемого района в пределах развития ятулийских образований они отсутствуют. К ним приурочены интрузии гранитов, гранодиоритов и участки развития суперквистальных толщ протерозоя. Это, по-видимому, обусловлено тем, что складки в пределах рассматриваемых зон имеют погружения шарниров на юго-запад и в наиболее погруженных частях сохраняются толщи протерозоя, залегающие выше беломорских образований. По этим зонам, видимо, также происходили относительные вертикальные перемещения блоков беломорид, о чем свидетельствует широкое развитие гнейсов керетской свиты и ее наиболее глубокий срез в пределах блока к юго-востоку от кемской зоны и меньшие размеры блока, расположенного к северо-западу, где сохраняются протерозойские образования непосредственно в пределах блока. В частности, в пределах блока протерозойские образования сохранились от эрозии лишь в наиболее погруженной ядерной части складок северо-восточного и субмеридионального направления. Эти складки, развитые непосредственно на субширотной складчатой структуре лоухского периода, сложившейся породами керетской свиты, расчленяют последнюю на отдельные структуры, которые в плане в зависимости от интенсивности деформаций и переориентировки ранних структурных элементов приобретают облик куполовидных структур.

В более поздние периоды протерозойских деформаций в карелидах зоны сочленения формируются складчатые структуры северо-западного простирания, которые по направлению к юго-западу от контакта с беломоридами вначале деформируют структуры субмеридионального и северо-восточного простирания, а затем их полностью затушевывают. В пределах беломорид в зонах их сочленения с карелидами складчатые формы этих деформаций в настоящее время четко не установлены. По-видимому, они проявились в виде зон расланцевания и милонитизации.

## ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРИД

На основе рассмотренных соотношений складчатых структур, особенностей проявления синхронных со складкообразованием процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и сопровождающего



интрузивного магматизма история тектонического развития беломорид в краткой форме представляется следующей. Начало геологической и тектонической истории не устанавливается. Можно лишь заключить, что архейские образования беломорской серии, представленные в основном глинистыми отложениями с большим или меньшим содержанием карбонатного материала, вулканическими образованиями и песчаным материалом, возможно, были подвержены складчатым деформациям и региональному метаморфизму, достигшим условий гранулитовой фации. Эти наиболее ранние устанавливаемые деформации сопровождались внедрением интрузий ультраосновного и основного состава.

В последующий этап чупинского периода тектонические деформации сопровождаются интенсивными проявлениями процессов мигматизации и метасоматоза, которые (по данным О. И. Володичева, в районе губы Поньгомы) обусловили формирование метаморфической зональности и в значительной степени затушевывали ранние складчатые структуры, устанавливаемые лишь в виде фрагментов в реликтах пород гранулитовой фации метаморфизма. Деформации в дальнейшем сопровождаются внедрением гранитов плагиоряда и завершаются формированием региональной системы складчатых структур общего северо-западного простираания. Формирование структур чупинского периода происходило в условиях значительных глубин, на что указывают определяемые интервалы температур от 650 до 700° С и давления, достигающие 14 кбаров.

В лоухский период складкообразования под воздействием новой ориентировки активных сил формируется система складчатых структур общего субширотного простираания, которые накладываются на региональную структуру, сформированную в чупинский период. При этом не установлено признаков временной консолидации комплекса между указанными периодами. Глубинные условия, существовавшие в чупинский период, сохраняются и в лоухский период складкообразования, при этом давления существенно не меняются и происходит лишь некоторое понижение температур (около 600°). Сопровождается складкообразование повторным региональным метаморфизмом, мигматизацией, внедрением гранитов и формированием пегматитов. Сохранение высоких давлений при некотором изменении температур и отсутствии признаков временной консолидации позволяет разноориентированные системы складчатых структур чупинского и лоухского периодов отнести к единому циклу складчатых движений.

К концу лоухского периода устанавливается определенная стабилизация земной коры, на что указывает формирование в условиях жесткой рамы интрузий комплекса лерцолитов—габбро-норитов и, видимо, гиперстеновых диоритов. Формированием сложной или комбинированной региональной тектонической системы беломорид, определенной стабилизацией земной коры, завершается длительная эпоха складкообразования, которой, видимо, соответствуют, по радиогеохронологическим данным, возрасты пород свыше 2600 млн лет.

Крупные разрывные нарушения, в пределах которых формируются интрузии комплекса лерцолитов—габбро-норитов и, возможно, чарнокитов, по-видимому, фиксируют собой начало новой эпохи тектонических движений (возраст чарнокитов, по данным Ю. Д. Пушкарева, 2400—2500 млн лет). В дальнейшем происходит блокировка этих интрузий и развитие наложенных складчатых структур субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простираания. Интенсивность их проявления неодинакова. Среди них складки северо-восточного и субмеридионального простираания фиксируют собой период наиболее интенсивного развития процессов складкообразования в регионе в эту эпоху тектонических движений. Температуры в данный период в основ-

ном не превышали 500° С, хотя участками могли быть выше и значительно ниже. Давления, по-видимому, резко варьировали. Складкообразование сопровождалось формированием мигматитов, гранитов и, видимо, даек диабазовых порфиритов. В более поздний период происходит образование разрывных нарушений, в которых формируются пегматиты. Наступает окончательная консолидация в данном районе земной коры. Более поздние деформации, преимущественно дизъюнктивного характера, не оказали существенного влияния на структуру беломорид и вещественный состав беломорского комплекса. Этой (второй) длительной эпохе складкообразования в беломорском комплексе соответствуют полученные различными радиологическими методами возрасты пород моложе 2600 млн лет.

## ВЫВОДЫ

Длительная дискуссия о принадлежности фиксируемых в беломорском комплексе структурных форм к одному (архейскому) или двум (архейскому и протерозойскому) тектоническим циклам в основном вызывалась широким и интенсивным развитием и пространственным сочетанием двух систем складок: северо-западного и северо-восточного направлений.

Результаты изучения Западного Беломорья Карелии, изложенные в этой работе, позволяют сделать следующие выводы по рассматриваемому вопросу.

1. Установлены крупные, усложненные складками последующих порядков региональные складчатые структуры (антиклинории и синклинории) общего северо-западного простирания, которые четко контролируются размещением свит беломорской серии в пространстве. Сформированы они в период деформаций, который предложено назвать чупинским.

2. В беломорском комплексе Карелии, так же как и на юго-западе Кольского полуострова (Эз, 1967), выявлены складки, которые были сформированы до образования региональной системы складчатых структур северо-западного простирания. В пределах структур северо-западного простирания эти ранние складки сохранились лишь в форме разобщенных реликтов. Наблюдения показывают, что они, видимо, представляли собою относительно консолидированную, самостоятельную, наиболее раннюю, известную в настоящее время в Беломорье систему складчатых структур, сформированную фазами складчатости, которые сопровождалась интрузивным магматизмом и региональным метаморфизмом, достигшим гранулитовой фации. Нами условно эти складчатые структуры отнесены к структурам раннего этапа единого чупинского периода складчатости, когда была сформирована региональная система складок северо-западного простирания.

3. Установлена система складчатых структур субширотного простирания, которая накладывается на более ранние складки северо-западного простирания. Период деформаций, с которым связано формирование этих структур, предложено назвать лоухским. К этой системе складок, видимо, следует отнести субширотные складки, охарактеризованные В. Л. Дуком (1967) в Северо-Западном Беломорье (Мурманская обл.).

4. Формирование систем складок северо-западного и субширотного простирания происходило без существенного изменения термодинамических параметров. Между чупинским и лоухским периодами их формирования не установлено признаков консолидации пород комплекса. Разноплановая ориентировка складок, по-видимому, обусловлена новой ориен-



тировкой активных сил. Поэтому системы складок северо-западного и субширотного простирания отнесены к единому циклу складчатых движений. Тектонические деформации чупинского и лоухского периодов рассматриваемого цикла сопровождались формированием серий (комплексов) магматических пород от ультраосновного до кислого состава, метаморфическими и ультраметаморфическими процессами, т. е. устанавливается единый тектоно-магматический цикл развития земной коры.

5. Образование сложной комбинированной тектонической системы, состоящей из складок северо-западного и субширотного простирания, приводит к консолидации беломорского комплекса пород рассматриваемого региона. Консолидация пород беломорского комплекса к концу лоухского периода проявляется и за пределами района Западного Беломорья. В. Л. Дук относил разноориентированные (северо-западного и северо-восточного простирания) складки в беломоридах к одной эпохе складчатых движений и в то же время отмечал, что среди складчатых структур в районе «оз. Толванд, в Каменноозерской зоне и, по-видимому, в районе Ковдозера образованию северо-восточных складок предшествовала временная консолидация пород, смятых в субширотные и северо-западные складки» (Дук, 1967, стр. 79). Следовательно, формирование систем складок северо-западного и субширотного простирания и последующая консолидация пород беломорского комплекса не могут рассматриваться как локальное явление.

6. Складчатые структуры северо-восточного простирания, а также устанавливаемые в беломорском комплексе складки других простираний (см. текст) накладываются на ранее сформированную тектоническую систему беломорид и обнаруживают тесную связь с соответствующими складками в протерозойских образованиях. Сквозное развитие складчатых структур северо-восточного простирания в беломоридах и ранних карелидах, обусловивших единство их структурного плана в зоне сочленения в Кемском районе (Дюков, Карпинская, 1971) многими исследователями рассматривается в качестве основного аргумента для объединения беломорид и карелид в единую тектоническую систему и отнесения беломорского комплекса, кроме керетской свиты (фундамент карелид!), к образованиям раннего протерозоя. Это заключение базируется на ошибочном отнесении складчатых структур беломорид субширотного простирания к структурам северо-восточного простирания. Однако последние деформируют субширотные структуры беломорид и в действительности являются структурами, указывающими на проявление в беломоридах фаз карельской складчатости. Тектонические деформации протерозойских периодов в Западном Беломорье также сопровождались формированием магматических пород, явлениями регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, но для них характерны свои специфические особенности.

7. Следовательно, в беломорском комплексе четко устанавливается проявление фаз карельской (протерозойской) складчатости, которым предшествует стабилизация пород комплекса, испытавших ранее складчатые деформации, создавшие специфичную сложную самостоятельную складчатую систему беломорид. О крупном временном перерыве между беломорской и карельской (протерозойской) складчатостями свидетельствует залегание нижнепротерозойских образований на породах нижней керетской свиты беломорской серии, указывающее на глубокий размыв складчатых сооружений беломорид (Стенарь, 1969). С геологических позиций тектоническую систему беломорид следует относить к архею.

8. Фиксируемые в беломорском комплексе структурные формы, следовательно, принадлежат архейской (беломорской) и протерозойской (карельской) тектоническим системам. В архее устанавливается в на-

стоящее время уверенно один тектоно-магматический цикл, но возможно наличие и более древнего цикла.

9. Определения возрастов пород беломорского комплекса, полученные разными радиологическими методами, охватывают широкий временной интервал (приблизительно 1700—3500 млн лет). На наш взгляд, этот диапазон датировок возраста пород обусловлен неоднократными тектоническими деформациями архея и протерозоя, которые сопровождались различными метаморфическими процессами и магматической деятельностью. Беломорский комплекс по существу представляет собой полиметаморфический комплекс пород, включающий образования беломорской серии и разновозрастные интрузивные породы.

Важной задачей дальнейших исследований в Западном Беломорье является установление количества и последовательности проявления фаз протерозойской складчатости в беломоридах, отличительные особенности проявления синхронных деформаций в пределах карелид и беломорид, четкое установление времени окончательной консолидации беломорид. Не менее важным является выявление первичной природы образований беломорской серии, их формационной принадлежности, особенно если учесть, что беломориды представляют собой наиболее хорошо сохранившуюся складчатую систему архея в широком поясе карелид, тогда как в других зонах архейские складчатые сооружения, подверженные интенсивным процессам гранитообразования, почти полностью утратили свои исходные черты. Необходимо также дальнейшее выявление и изучение структур раннего этапа чупинского периода, устанавливаемых в реликтах пород гранулитовой фации. Они могут принадлежать самостоятельному (добеломорскому) периоду складчатых деформаций докембрия региона.



Суперкрустальные образования протерозоя на территории Карелии подразделяются на нижний, средний и верхний протерозой. В провинциальной стратиграфической шкале (Кратц, 1958а, 1963) и схеме корреляции докембрия восточной части Балтийского щита, принятой Стратиграфическим комитетом (Кратц и др., 1971), нижний протерозой состоит из двух отделов: лопий (нижний) и сумий (верхний). Средний протерозой образован четырьмя отделами: сарнилий, ятулий, суйсарий и вепсий (снизу вверх), а в верхнем протерозое предусматривается единственный гиперборейский отдел. Эпоха складчатости, метаморфизма и внедрения гранитоидов на границе лопия и сумия получила название ребольской, такая же эпоха на границе нижнего и среднего протерозоя — селецкой, а деформации, которые испытали отложения среднего протерозоя, — шуйской. По многочисленным определениям абсолютного возраста пород и минералов суперкрустальных и интрузивных образований нижняя возрастная граница протерозоя устанавливается на рубеже  $2600 \pm 150$  млн лет, а верхняя граница —  $1650 \pm 50$  млн лет с наиболее вероятной возрастной границей между нижним и средним протерозоем в интервале  $1900 \pm 100$  млн лет (Кратц и др., 1971).

Дальнейшие исследования, в особенности ниже- и среднепротерозойских образований, показали, что тектонические движения начинались еще в ходе осадконакопления и каждая эпоха состоит из ряда последовательных фаз движений и складчатости пород, широко проявленных не только в отложениях соответствующих отделов, но и в породах ранее деформированного фундамента. Каждая эпоха поэтому отвечает единому периоду тектогенеза — от начала накопления отложений соответствующего отдела до начала отложений следующего отдела.

Тектонические структуры ребольского и селецкого периодов тектогенеза имеют наибольшее значение в формировании современного строения карелид Карелии. Возрастная граница между ними, вероятнее всего, заключена в интервале 2100—2200 млн лет (Геохронологические рубежи..., 1972), однако верхняя геологическая и возрастная граница селецкого периода тектогенеза требует уточнения.

Дело в том, что в результате исследований последних лет (1966—1971 гг.), проведенных в разных районах Карелии (Соколов, Галдобина и др., 1971), была установлена тесная как литолого-фациальная, так и структурная общность сумийских образований тунгудско-надвоицкой и большезерской серий с сарнилийскими конгломератовыми толщами. Они оказались связанными между собой постепенными переходами как в разрезе, так и в плане, имеют общий структурный план и отделены от вышележащих ятулийских отложений поверхностью углового несогласия и площадной корой выветривания (Галдобина, Соколов, Хейсканен,

1971). Таким образом, указанные вулканогенно-осадочные образования объединяются в единый сумийско-сарнилийский комплекс (отдел?) в составе нижнего протерозоя. Соответственно расширяются и рамки селецкого периода тектогенеза за счет включения в него времени накопления и деформации сарнилийских толщ, в большей своей части синхронных отложениям тунгудской и большезерской серий.

Установление поверхности углового несогласия с приуроченностью к ней площадной коры выветривания в основании ятулия дало основание проводить по этой поверхности границу между нижним и средним протерозоем. С другой стороны, изучение взаимоотношений между ятулийскими, суйсарскими и нижневепскими отложениями показало их согласное залегание и структурную сопряженность. Для единого периода деформаций среднепротерозойских образований в указанном выше объеме предлагается термин «кондопожский» вместо используемого ранее «шуйский» (Кратц, 1963), поскольку в районе г. Кондопоги значительно полнее, чем в районе с. Шуя, представлены как конседиментационные, так и постседиментационные тектонические структуры среднего протерозоя. Кроме того, при указанном объеме среднего протерозоя шуйские фазы движений могут рассматриваться как часть более широкого периода деформаций.

В дальнейшем изложении тектонические структуры и последовательность их формирования характеризуются в соответствии с тремя выделенными периодами тектогенеза. Порядок расположения материала по каждому из периодов определяется конкретными особенностями тектонических структур и характером имеющихся данных. Тектонические структуры ребольского периода сохранились не повсеместно. Область сохранившихся в региональном масштабе ребольских структур условно названа областью ребольской складчатости. Ее строение характеризуется в соответствии с двумя пространственно разобщенными региональными направлениями ребольских структур — меридиональным и северо-восточным.

Тектонические структуры районов Северного Приладожья и восточной части Северо-Карельской зоны, где развиты нижнесумийские флишоподные толщи ладожской серии и хирвинаволокской свиты, резко отличаются от структур сумийско-сарнилийского комплекса. Центральной и Восточной Карелии, равно как от соответствующих структур западной части Северной Карелии. В Центральной и Западной Карелии селецкие структуры, кроме того, широко развиты и в породах ребольского фундамента, где их особенности, в частности стиль деформации и интенсивность складчатости, также резко отличаются от складчатых структур в сумийско-сарнилийском комплексе, представленном здесь отложениями большезерской и тунгудско-падвоицкой серий и сарнилийскими конгломератами. Поэтому характеристика селецких структур приводится раздельно для каждой из этих структурно различных градаций.

Образования среднего протерозоя, как правило, сохраняют первичные текстурно-литологические признаки и значительно слабее метаморфизованы и дислоцированы, что обусловило возможность широкого использования литолого-вулканологических методов их изучения и, следовательно, расшифровки палеогеографических условий осадконакопления и особенностей тектонических конседиментационных движений. В значительной мере такая реконструкция оказалась возможной и для сумийско-сарнилийского комплекса Центральной Карелии.

Для остальной части нижнепротерозойских образований столь же полная реконструкция конседиментационных движений в настоящее время невозможна, хотя несомненные свидетельства их проявления существуют (Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971). Восстановление последовательности тектонических движений здесь возможно лишь для постседиментационных структур на основе использования методов структурного анализа.



## РЕБОЛЬСКИЙ ПЕРИОД ДЕФОРМАЦИЙ

### СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ РЕБОЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

#### Комплексы пород

Первоначальные особенности тектонических структур ребольского периода лучше всего сохранились в западной части Карелии (рис. 21), где они наименее искажены и деформированы в ходе селецкого тектогенеза. Здесь отчетливо выступает характер их взаимоотношений друг с другом. Эта часть Карелии уже давно выделяется как особая геологическая (структурно-фациальная, фациально-литологическая, тектоническая) единица под названием Западно-Карельской структурно-фациальной зоны карелид (Кратц, 1955, 1963) или Карельского массива (Харитонов, 1960, 1966). В более широком аспекте она является восточной частью Восточно-Финляндского блока (Полканов, 1939, 1940) или Фенно-Карельского антиклинального поднятия (Кратц и др., 1969).

Геологической основой рассматриваемой территории является комплекс интенсивно мигматизированных и гранитизированных гнейсов и гранитоидов различного состава и возраста, среди которых реликтовыми островками вкраплены сланцевые образования лопия, представленного здесь гимольской серией. Последние приурочены к осевой части Западно-Карельской зоны и следуют друг за другом в общем меридиональном направлении. Интенсивное изучение пород гимольской серии во всех районах ее развития показало, что по своему внутреннему строению эти реликтовые останцы представляют корни глубоко эродированных синклиналей (Кратц, 1963; Геология СССР, т. XXXVII, 1960; Стенарь, 1964; Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971), что послужило основанием для заключения, что эта часть зоны представляет собой ядро глубоко эродированного синклинория, в соответствии с чем и вся Западно-Карельская зона стала называться синклинорной (Кратц, 1963; Чернов, 1964).

**Гимольская серия.** Подробная характеристика состава и стратиграфической последовательности пород гимольской серии содержится в цитированных выше работах К. О. Кратца, Ю. И. Лазарева, М. М. Стенаря, В. М. Чернова и в особенности в сводной монографии по железисто-кремнистым формациям Карелии (Чернов и др., 1970). Поэтому здесь мы ограничимся лишь самой общей ее характеристикой. Разрез гимольской серии при всех его местных различиях в каждом отдельном районе может быть вполне отчетливо подразделен на две части. Нижняя часть разреза в свою очередь расчленяется на две толщи (свиты).

Как правило, в основании серии залегают амфиболиты и роговообманковые сланцы, представляющие собой метаморфизованные основные вулканы (район деревень Костомукша, Совдозеро, Маньга и Тумбарек). В районах деревень Костомукши и Гимолы (Межозерское месторождение) в основании серии присутствуют базальные образования: конгломераты, аркозовые сланцы и песчаники, которые залегают на гнейсогранитах и перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями (Лазарев, 1971; Чернов и др., 1970). Вверх по разрезу роговообманковые сланцы сменяются слюдистыми, а затем графитистыми или хлоритовыми сланцами, иногда с прослоями карбонатных сланцев. Эта верхняя толща нижней части разреза содержит основную массу прослоев и пластов железистых кварцитов. В районах наиболее мощного развития железистых кварцитов (деревни Костомукша, Гимолы) переход от амфиболовых сланцев (суккозерская свита) к сланцево-железородной толще (косто-



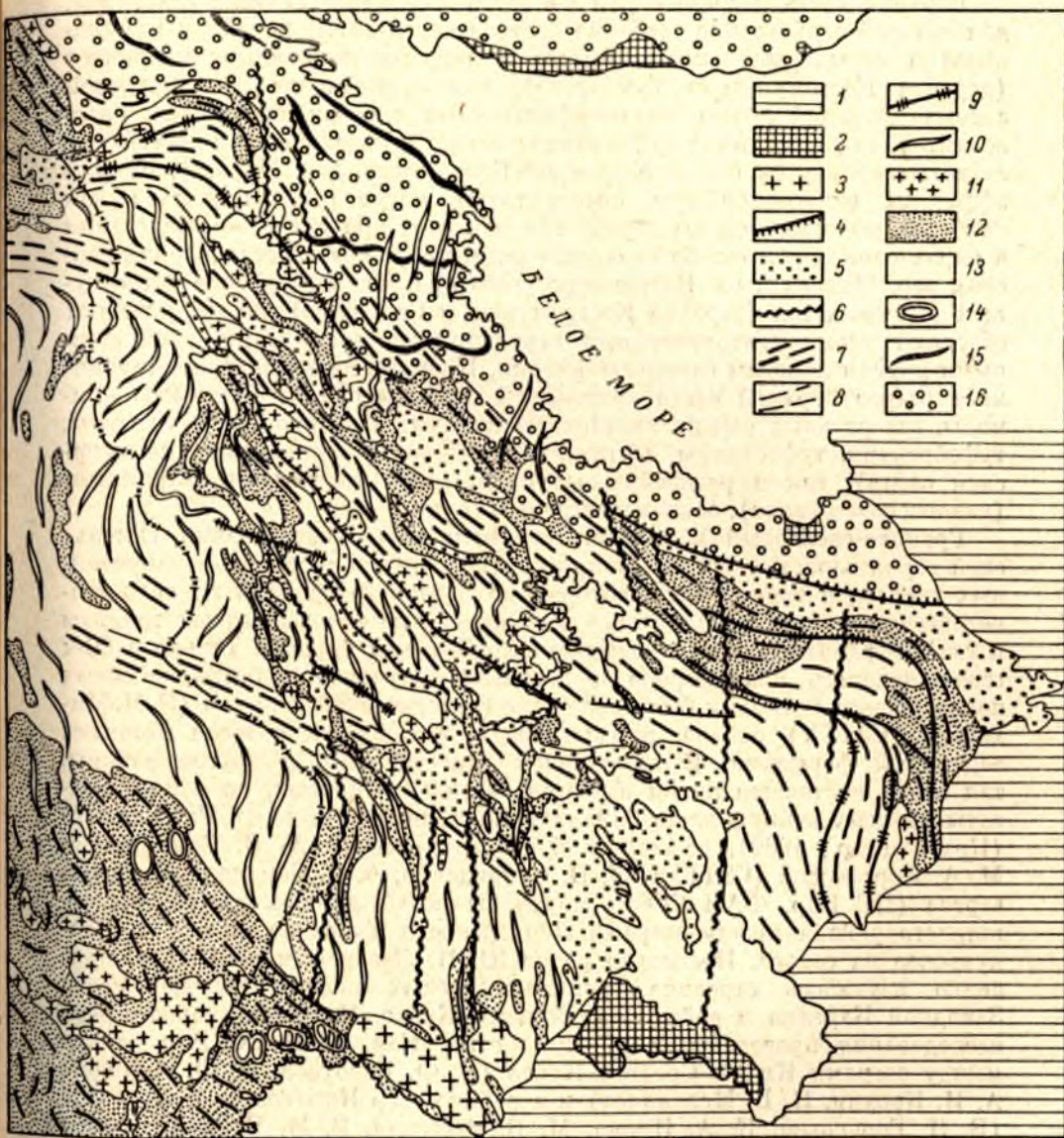


Рис. 21. Тектоническое строение юго-восточной части Балтийского щита. Составил Ю. И. Лазарев.

1 — палеозойский платформенный чехол; 2 — ютний (вепсий) Прионежья и Терского берега Белого моря; 3 — граниты рипаикии; 4 — постятулийские разломы; 5 — отложения среднего протерозоя; 6 — позднеселечские зоны движений, расщепления, диафореза; 7 — региональные направления раннеселечских складок; 8 — границы зон с преобладающим влиянием раннеселечских структур на современное тектоническое строение; 9 — разломы, заложённые в раннеселечское время; 10 — региональные направления ребольских складок; 11 — граниты нижнего протерозоя; 12 — суперкрупные образования нижнего протерозоя; 13 — архейское основание и суперкрупные образования ранних карелид, интенсивно гранитизированные и превращённые в гранито-гнейсы преимущественно в ходе ребольской складчатости; 14 — гнейсо-гранитные купола; 15 — направления архейских структур беломорского блока; 16 — суперкрупные образования беломорского блока.



мукшской свите) сопровождается развитием внутриформационных туфо-конгломератов и туфобрекчий.

Верхняя часть разреза серии является или преобладающе сланцевой, для которой свойственно особенно пестрое чередование пород с маломощными и неведущими пластинами линзами железистых кварцитов (деревни Костомукша и Тумбарекка), или существенно вулканогенной с доминирующей ролью метаморфизованных кислых эффузивов: ортолептитов, туфобрекчий и туфосланцев также с отдельными линзами железистых кварцитов (озера Хедозеро—Большозеро, дер. Маньга). Кислые эффузивы (плагнопорфиры, ортолептиты) могут рассматриваться как наиболее молодые породы серии, так как ими при согласном залегании в ядрах синклиналей либо венчается разрез серии, что установлено в районах дер. Маньги и оз. Большозеро, либо они залегают в виде кососекающих дайковых тел (деревни Костромукша и Совдозеро), но вместе с тем обладают всеми тектоническими структурными элементами, свойственными другим породам гимольской серии. Промежуточное положение занимает разрез верхней части гимольской серии в районе Суккозеро—Гимолы, где развиты как вулканогенные породы: плагнопорфиры, лептиты, туфобрекчий, туфосланцы, составляющие нижний член толщи (межозерская свита), так и разнообразные сланцы с железистыми кварцитами (кадиозерская свита), венчающие разрез серии.

**Гранито-гнейсовый комплекс.** Как отмечалось, образования гимольской серии залегают среди обширных полей интенсивно мигматизированных гнейсов и гранитоидов, которые до недавнего времени на всех геологических картах обозначались как архейские олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты или так называемые граниты I группы. Только в 60-х годах началось планомерное и детальное изучение гранито-гнейсовых полей, начало которому было положено геологической съемкой (Е. М. Михайлюк, СЗТГУ) района, примыкающего с севера к области развития ладожской формации. В дальнейшем исследовались и другие районы, так что в настоящее время имеются данные, во-первых, по району, охватывающему южную часть Западной Карелии вплоть до оз. Гимольского (Кратц и др., 1969), во-вторых, благодаря работам А. В. Сяницына и М. А. Корсаковой (СЗТГУ), Л. П. Свириденко, А. С. Семенова, Ю. И. Лазарева (ИГ Кар. ФАН СССР) получены новые данные о строении обширного района между озерами Лендерское и Тулоос на юге и оз. Ровкульское на севере. Несколько ранее Ю. И. Лазаревым и Л. П. Свириденко изучалось строение гранито-гнейсовых полей северной части Западной Карелии в районе оз. Верхнее Куйто. Наконец, значительные исследования проведены сотрудниками ИГ Кар. ФАН СССР в районе между озерами Нюк и Среднее Куйто (Е. Ф. Белоусов, Н. Ф. Демидов, А. И. Крохин, Н. В. Мельянец) и в районе озер Кимасозеро и Лувозеро (В. Я. Горьковец, К. А. Инина, М. Б. Раевская, В. М. Чернов). Таким образом, в настоящее время строение гранито-гнейсовых полей может быть охарактеризовано по достаточно полным и представительным данным.

Основные результаты этих исследований кратко можно суммировать следующим образом.

1. Обширные гнейсо-гранитные поля имеют гетерогенное строение. Гранитоиды не только не являются единственным, но в ряде районов даже преобладающим типом пород.

2. Широким площадным распространением пользуются разнообразные гнейсы, степень мигматизации и гранитизации которых хотя и высока, но неравномерна. В относительно менее переработанных участках с несомненностью устанавливается стратифицированность гнейсовой толщи.

3. Среди пород гнейсовой толщи явно преобладают разнообразные амфиболсодержащие разновидности, по составу колеблющиеся от амфибол-

биотитовых, богатых кварцем лейкократовых гнейсов до пироксеновых амфиболитов. Они переслаиваются со слюдистыми (биотитовыми) гнейсами также с широко варьирующими соотношениями главных минералов. В резко подчиненном количестве присутствуют относительно богатые железом и глиноземом породы: гранат- и ставролит-биотитовые гнейсы, гранат-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, двуслюдяные, силлиманит- и кианитсодержащие гнейсы. Последние образуют хотя и маломощные, но выдержанные горизонты или цепочки линз. Изредка встречаются пласты железистых кварцитов.

При особенно интенсивной перекристаллизации биотитовые гнейсы превращаются в гранито-гнейсы, а амфиболовые разности — в гранодиорито- и диорито-гнейсы, что позволяет даже на участках их широкого площадного развития проследить наиболее крупные реликтовые геологические границы.

4. Плагноклазовые граниты не являются единственным типом гранитоидов. Наряду с ними широко развиты плаггиоклиновые и микроклиновые граниты. Разнообразные гранитоиды образуют две разновозрастные интрузивные серии — диорит-плагногранитную и гранитную, отделенные тем или иным перерывом во времени. Обе серии синкинематичны относительно структур разного возраста. С каждой из них связан свой этап гранитизации и мигматизации субстрата.

5. Тектоническое строение гранито-гнейсовых полей полностью согласовано со структурами гимольской серии, и возраст ранней диорит-плагногранитной серии является нижнепротерозойским. Аналогично, повышение степени метаморфизма пород гимольской серии, идущее по воздыманию тектонических осей, сопровождается ростом мигматизации и гранитизации и в конечном счете приводит к появлению пород, неотличимых от гранито-гнейсового комплекса. Таким образом, в гранито-гнейсовом комплексе и в гимольской серии развиты одни и те же тектонические структуры, процессы метаморфизма и гранитообразования. До настоящего времени бесспорно архейских тектонических структур и минеральных ассоциаций обнаружено не было. Вся территория западной Карелии в итоге является неотъемлемой частью карелид.

## Тектонические структуры

Для регионального строения области ребольской складчатости свойственна пространственная ассоциация тектонических структур двух направлений: меридионального (СЗ 340 — СВ 10°) и северо-восточного (СВ 50—70°). Районы развития каждого из этих направлений достаточно четко обособлены, но в то же время оба направления взаимосвязаны и довольно постепенно сменяют друг друга. Во всей южной части Западной Карелии и в ее центральной части к востоку от озер Лексозеро и Лендерское вплоть до оз. Нюк ребольские структуры имеют меридиональное направление. Севернее, точнее северо-западнее оз. Нюк, меридиональные структуры постепенно сменяются северо-восточными. Последние доминируют в северной части Западной Карелии, примерно начиная от оз. Верхнее Куйто. Нельзя не отметить, что если в районах развития меридиональных структур общее простирание дислоцированных толщ параллельно осевым поверхностям складок, то с появлением северо-восточных складок и по мере возрастания их интенсивности общее простирание пород или, иначе говоря, след зеркала складчатости на горизонтальной плоскости, становится северо-западным.

Северо-восточные структуры развиты также в западных районах центральной части Западной Карелии, и граница, разделяющая районы меридиональной и северо-восточной складчатости, по-видимому, тянется



в целом на северо-восток от восточного берега оз. Лексозеро через оз. Лувозеро в район озер Койвас и Кенто (рис. 24).

Проведенные исследования геологического и тектонического строения отдельных районов области ребольской складчатости свидетельствуют о длительной и сложной истории ребольских движений (например, Лазарев, 1971; Лазарев, Кожевников, 1973), которые могут быть подразделены на два этапа. Тектонические движения первого этапа ( $P_1$ ) начались уже во время отложения пород гимольской серии и в свою очередь состоят из нескольких последовательных фаз складчатости и деформации пород. Охарактеризованные выше общие черты тектонического строения области ребольской складчатости были созданы в результате складчатости  $P_1$ . Во время второго этапа ( $P_2$ ), отделенного от первого межтектоническим интервалом, структуры  $P_1$  были в той или иной мере искажены, но в целом сохранили свое первоначальное направление и другие особенности макростроения пород.

Данные о тектоническом строении районов развития меридиональной складчатости  $P_1$  содержатся в целом ряде опубликованных и упоминавшихся выше работ, из них особенно отметим монографию К. О. Кратца и др. (1969) о геологии и петрологии гранито-гнейсовых полей южной части Западной Карелии и сводную работу В. М. Чернова и др. (1970) по железисто-кремнистым формациям Карелии, где приведены геологические карты и разрезы для всех районов развития слабометаморфизованных образований гимольской серии. В связи с этим ниже будет приведена лишь общая характеристика тектонических структур без подразделения на районы.

Напротив, строение районов развития северо-восточных структур до сих пор в литературе не освещалось, так как они стали изучаться лишь с середины 60-х годов. До этого времени северо-восточные структуры вообще не были известны и на геологических картах не выделялись. Это обстоятельство и обуславливает необходимость их более детального описания на примере изученных районов.

**Зоны меридиональной складчатости.** Наиболее крупные из известных складок установлены в породах гимольской серии. Их длина достигает 50 км при максимальной ширине 6—8 км. Складки изоклинальные, лентовидные, с крутопадающими, слегка опрокинутыми к западу осевыми поверхностями. К их числу относятся синклинали Хедозерско-Большозерско-Челмозерская, Гимольско-Суккозерская, Совдозерская и Маньгинская. Во всех этих районах не установлено более ранних тектонических структур. С ранними этапами меридиональной складчатости связано формирование диорит-плагиогранитной серии гранитоидов и первый этап мигматизации нижнепротерозойских толщ. Кроме того, во всех районах породы центральных частей синклиналей наименее метаморфизованы. Степень метаморфизма здесь соответствует зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В железистых кварцитах, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, отсутствуют магнезиально-железистые амфиболы и ограниченно развит зеленый и коричневый биотит, а основную роль играет зеленый и голубовато-зеленый хлорит (тюрингит) и карбонаты (железистый доломит, магнезиосидерит и сидерит). В слюдистых сланцах развиты ассоциации мусковита, хлорита и биотита. Особенно слабо метаморфизованы породы гимольской серии в районах деревень Маньга—Киндасово и Совдозеро (Чернов и др., 1970). По-видимому, условиям, пограничным между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями, соответствует степень метаморфизма в районе оз. Большозеро в центральной части Хедозерско-Большозерско-Челмозерской синклинали (Геология СССР, т. XXXVII, ч. 1, 1960; Стенарь, 1964), где в железистых кварцитах появляется грюнерит,

а в слюдистых сланцах — гранат и хлоритонд, но еще широко распространены хлорит и серицит.

По направлению от центральных частей синклиналей к центроклинальным замыканиям, т. е. по направлению воздымания тектонических осей, степень метаморфизма прогрессивно нарастает. В железистых кварцитах грюнерит, обогащаясь магнием, сменяется куммингтонитом, появляется роговая обманка; в слюдистых сланцах наряду с обильным гранатом появляются ставролит, а в дальнейшем кианит и силлиманит. Одновременно с развитием биотит-гранат-ставролитовой ассоциации появляются первые следы мигматизации пород: послойные и ветвистые жилы гранитов, пегматитов и аплитов, увеличивается зернистость пород, затушевывается тонкая слоистость и мелкие различия в составе слоев, все более развивается метаморфическая полосчатость вдоль плоскостей сланцеватости. На уровне ставролит-гранатовой субфации амфиболитовой фации в разрезе гимольской серии, как правило, сохраняются лишь породы нижней части, венчающиеся железистыми кварцитами. При дальнейшем движении по воздыманию тектонических осей железистые кварциты остаются лишь в виде маломощных (первые метры) линз, залегающих среди подстилающих их слюдистых (биотитовых и гранат-биотитовых) гнейсов и амфиболитов, в которые превращены основные вулканогенные породы и туфогенные сланцы основания серии. В условиях интенсивной и площадной мигматизации они становятся неотличимыми от биотитовых и амфиболовых гнейсов и амфиболитов гранито-гнейсового комплекса.

Крылья складок осложнены более мелкими, вплоть до микроплойчатости. Наличие или отсутствие таких складок предопределяется не степенью дифференцированности и неоднородности движений, а мощностью деформируемых, литологически различных слоев, так как складка, ширина которой меньше мощности слоя, становится незаметной. По этой причине наиболее сложное и многопорядковое смятие наблюдается в породах с резкой и тонкой слоистостью, таких как железистые кварциты с чередующимися кварцевыми и магнетитовыми слоями мощностью до 1 см. Вмещающие же кварциты вполне однородные биотит-кварцевые сланцы внешне оказываются как бы несмятыми и им свойственна лишь тонкая сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок в кварцитах. Прогрессивное стирание все более крупных литологических границ, идущее с ростом степени метаморфизма и перекристаллизации пород, ведет и к последовательному исчезновению все более крупных макроскладок и кажущемуся упрощению внутреннего тектонического строения интенсивно метаморфизованных толщ. С другой стороны, так как можно считать доказанным прогрессивное уменьшение размеров складок с развитием каждой данной складчатости, то наиболее мелкие из них являются и наиболее поздними (Лазарев, 1971; Turner and Weiss, 1963). Эти повсеместно распространенные взаимоотношения, очевидно, могли появиться лишь в условиях метаморфизма, синкинематического относительно рассматриваемых структур. Таким образом, вкрапленные среди мигматитов и гнейсов слабометаморфизованные синклинали нижнего протерозоя представляют собой не просто корневые части наиболее крупных структур, но одновременно они являются депрессиями термального градиента синкинематического регионального метаморфизма. Согласованность поведения тектонических и метаморфических осей в структурах ребольского периода имеет своим следствием поперечную метаморфическую зональность.

Осевые поверхности мелких складок ориентированы параллельно осевым поверхностям более крупных, которые они осложняют. По своей морфологии они принадлежат к обычным складкам волочения. Парал-



лельно шарнирам мелких складок, ширина которых не превышает размеров единичного обнажения, развита минеральная линейность, представленная ориентировкой длинных осей минералов, будин, кварцевых стержней, обломков внутриформационных конгломератов и туфобрекчий и т. д. Наиболее интенсивная линейность свойственна менее метаморфизованным породам, с ростом степени метаморфизма она прогрессивно исчезает. В полностью перекристаллизованных, превращенных в гнейсы и интенсивно мигматизированных породах линейность, как правило, сохраняется лишь в разностях, богатых амфиболом. Повсеместно для ориентировки осей мелких складок и линейности свойственно крутое погружение почти по падению осевых поверхностей. Эта особенность макростроения составляет, пожалуй, наиболее специфическую черту ребольских структур, так как, судя по форме, большой протяженности и плавному выклиниванию главных синклинальных складок, их шарниры имеют пологое погружение к центру. Шарниры главных и мелких складок оказываются в итоге взаимонормальными. Как следствие, простираение шарниров мелких складок и линейности не совпадает с простираением смятых толщ и осевых поверхностей, т. е. с общим направлением структур, и в целом является северо-восточным.

Отдельные синклинали, сложенные породами гимольской серии и идущие прерывистой цепочкой с юга на север через большую часть области ребольской складчатости, образуют вместе единый Западно-Карельский синклинорий. В своей центральной части от оз. Гимольское на юге до оз. Нюк на севере он образован Гимольско-Суккозерской, Тумбареченской и Хедозероко-Большезерско-Челмозерской синклиналями. Севернее оз. Нюк интенсивная мигматизация и эрозия большей части разреза гимольской серии обуславливают почти полное затушевывание тектонических структур гимольской серии. Их прослеживание и расшифровка к тому же усложняется развитием здесь селецких движений. Однако исследования последних лет (стр. 110) показывают, что общее простираение пород здесь становится северо-западным и реликты структур гимольской серии тянутся в район озер Койвас и Кенто. В свою очередь ряд мелких аномалий, обусловленных железистыми кварцитами, в этом районе намечают дальнейшее продолжение синклинория и его связь с зоной костомукшских аномалий, северная ветвь которых имеет северо-восточное простираение. К юго-востоку продолжением костомукшских аномалий являются мелкие аномалии озер Контокки, Лувозеро и Кимасозеро, сливающиеся с Хедозерско-Большезерско-Челмозерской синклиналью в районе оз. Челмозеро. Таким образом, Западно-Карельский синклинорий в своем северном окончании образует огромную петлю, западная и северо-западная стороны которой, образованные костомукшскими аномалиями, характеризуются уже развитием северо-восточных структур.

Иной характер имеет южное замыкание синклинория. Ряд мелких выходов железистых кварцитов был обнаружен среди сильно метаморфизованных и гранитизованных пород южнее оз. Гимольского. Эти выходы прослеживаются вплоть до района оз. Яглиярви и образуют липейную цепочку, вытянутую на юг-юго-запад, что позволяет думать о продолжении синклинория на юг и постепенном исчезновении пород гимольской серии вследствие устанавливаемого прогрессивного воздымания тектонических осей и сопряженного с ним усиления степени метаморфизма и гранитизации (Кратц и др., 1969).

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют предполагать, что в 40—50 км восточнее осевой части Западно-Карельского синклинория проходит ось другой крупной синклинальной структуры, которую можно назвать Центрально-Карельским синклинорием. Он также имеет мериди-

диональное направление и сложен породами гимольской серии. Последние обнажаются только на двух участках: оз. Совдозеро на севере и деревень Маньга—Киндасово на юге, так как вся северная часть синклиниория перекрыта среднепротерозойской Янгозерской мульдой, а южная часть (южнее оз. Совдозеро) скрыта под покровом четвертичных водноледниковых отложений. Геофизические данные, однако, с несомненностью устанавливают, что совдозерская аномалия является лишь восточной краевой частью системы интенсивных линейных меридиональных аномалий непрерывно тянущихся под Янгозерской мульдой, тогда как разбуренная маньгинская аномалия находит свое продолжение в меридиональных веддозерских аномалиях, далее уходящих под палеозой Русской платформы (Зандер и др., 1967). Единая система аномалий разорвана лишь в районе между оз. Совдозеро и дер. Маньга, где широко развиты породы сумского отдела нижнего протерозоя, перекрывающие гимольскую серию. Возможно, что они и в особенности основные эффузивы сумия в значительной мере экранируют магнитное поле над выходами железистых кварцитов, к тому же железистые кварциты как в районе оз. Совдозеро, так и в районе дер. Маньги образуют маломощные пласты и линзы.

Западно-Карельский и Центральнo-Карельский синклиниории разделены антиклинальным поднятием, сложенным преимущественно гранодиоритами и плагногранитами (Кратц и др., 1969).

**Зоны северо-восточной складчатости.** Строение северо-западной части области ребольской складчатости, где определяющая роль в формировании современного структурного плана принадлежит структурам с северо-восточным (СВ 40—60°) направлением, может быть охарактеризовано на примере двух районов: оз. Верхнее Куйто и озер Лексозеро—Ровкульское.

**Район оз. Верхнее Куйто.** Этот район непосредственно примыкает к северо-западной части Западно-Карельского синклиниория и с юга граничит с Костомукшской синклинальной зоной. В 1966—1967 гг. он изучался Ю. И. Лазаревым и Л. П. Свириденко. В пределах района на площади около 600 км<sup>2</sup> развиты интенсивно метаморфизованные и перекристаллизованные реликты мощной суперкрустальной толщи, представленной разнообразными, но преимущественно амфиболсодержащими гнейсами, сложно чередующимися между собой. По составу амфиболсодержащие гнейсы колеблются от лейкократовых существенно биотитовых, богатых кварцем и полевым шпатом разностей с единичными полузамещенными зернами зеленой роговой обманки до пироксеновых и двупироксеновых амфиболитов. Они содержат прослои и мощные пласты биотитовых плагногнейсов и гранито-гнейсов и сами включены в виде отдельных полос, будин и пропластков среди мощных горизонтов последних. Среди этих гнейсов согласно залегает выдержанный горизонт пород, обогащенных глиноземом. В его состав входят гранат-амфиболовые гнейсы, гранатовые порфиробластические амфиболиты, гранат-биотитовые, двуслюдяные и гранат-силлиманит-мусковит-биотитовые гнейсы. При мощности около 400 м он прослеживается через всю территорию района в общем северо-западном направлении. Глиноземистые и гранат-биотитовые гнейсы общей мощностью от 20 до 100 м приурочены к юго-западному контакту горизонта с вмещающими гнейсами, тогда как преобладающие в разрезе гранат-амфиболовые гнейсы и гранатовые амфиболиты слагают северо-восточную его часть. В обнажениях устанавливается более топкое и ритмичное переслаивание отдельных разностей. В основании ритмично построенных слоев мощностью от 0.5 до 1.5 м при этом залегают двуслюдяные, силлиманитсодержащие или гранат-биотитовые разности, плавно обогащающиеся слюдой и гранатом и



сменяемые гранат-амфиболовыми гнейсами, на которые с резкой границей ложится основание следующего ритмичного слоя. Вполне вероятно поэтому, что и строение всего горизонта в целом отражает такую же ритмичность. Отсюда можно предположить, что к югу и юго-западу от горизонта, т. е. в направлении к Костомукшинской синклинальной зоне, располагаются стратиграфически более низкие члены разреза гнейсовой толщи, которые и структурно являются подстилающими (рис. 22).

Гнейсы интенсивно перекристаллизованы, мигматизированы и гранитизированы по крайней мере в два этапа. Первый этап перекристаллизации с образованием однородных, вполне лишенных слоистости гранито-, гранодиорито- и диорито-гнейсов по биотитовым, амфибол-биотитовым и амфиболовым гнейсам во времени предшествует и одновременен с формированием гранитоидов плагιοгранитной серии со свойственным им голубым и сиреневым кварцем и серым плагиоклазом. Плагιοграниты образуют крупные массивы, вытянутые в северо-восточном направлении, и содержащие обильные в разной мере переработанные остатки гнейсов. Второй этап мигматизации и перекристаллизации гнейсов связан с образованием гранитоидов гранитной серии, состав которых прогрессивно меняется от нормальных гранитов К-Na ряда к существенно калиевым гранитам. Как правило, породы гранитной серии имеют розовый до красно-кирпичного полевого шпата и прозрачный бурый до черного (морион) кварц. Окраска полевого шпата и кварца усиливается у поздних членов гранитной серии. Наиболее поздние граниты представлены отдельными жилами или сериями тонких параллельных жил резко порфировидных рапакиви-подобных мясо-красных микроклиновых гранитов с морионом. В них содержится очень мало слюды, но почти постоянно обнаруживаются отдельные кристаллы и тонкозернистые агрегаты магнетита.

В развитии тектонических структур района отчетливо устанавливаются два этапа. Общее северо-западное простирание пород гнейсовой толщи с моноклинальным падением на северо-восток под углами в 30—60° сильно искажено доминирующими в районе северо-восточными складками, сформировавшимися в ходе первого этапа деформации. Наиболее крупными из них являются Вокнаволоцкая и Суднозерская синклинали и разделяющая их Поньгогубская антиклиналь (рис. 23), у которых среднее направление осевых поверхностей СВ 50—70° с крутым, под углами 70—80°, падением на северо-запад. Они осложнены более мелкими складками. Крылья разнопорядковых складок обычно сорваны. Наиболее мощная зона скольжения шириной до 1 км осложняет северное крыло Вокнаволоцкой синклинали. К ней приурочена наиболее сильная перекристаллизация гнейсов, а также многочисленные мелкие тела микроклин-плагиоклазовых гранитов, занимающих промежуточное положение между породами плагιοгранитной и гранитной серий. Хотя мелкие северо-восточные складки с размахом крыльев от 0.5 до 5 м обычны в обнажениях, макроскопическая минеральная линейность в гнейсах, за исключением амфиболитов, как правило, отсутствует. В амфиболитах нередко наблюдается две линейности, лежащие в одной плоскости сланцеватости, но погружающиеся на северо-восток под разными углами. Более пологая линейность является более поздней.

Структурный и микроструктурный анализ пород района (Лазарев, Кожевников, 1973) показал, что формирование северо-восточных структур не было одноактным и состоит из трех последовательных фаз движений, деформации и складчатости пород, разделенных межтектоническими интервалами. В ходе первой фазы сформировались почти широтные структуры. С этой фазой связано образование плагιοгранитов. Движения второй фазы вполне сформировали наблюдаемое тектоническое строение района. Осевые поверхности складок второй генерации, гнейсовидность, ме-



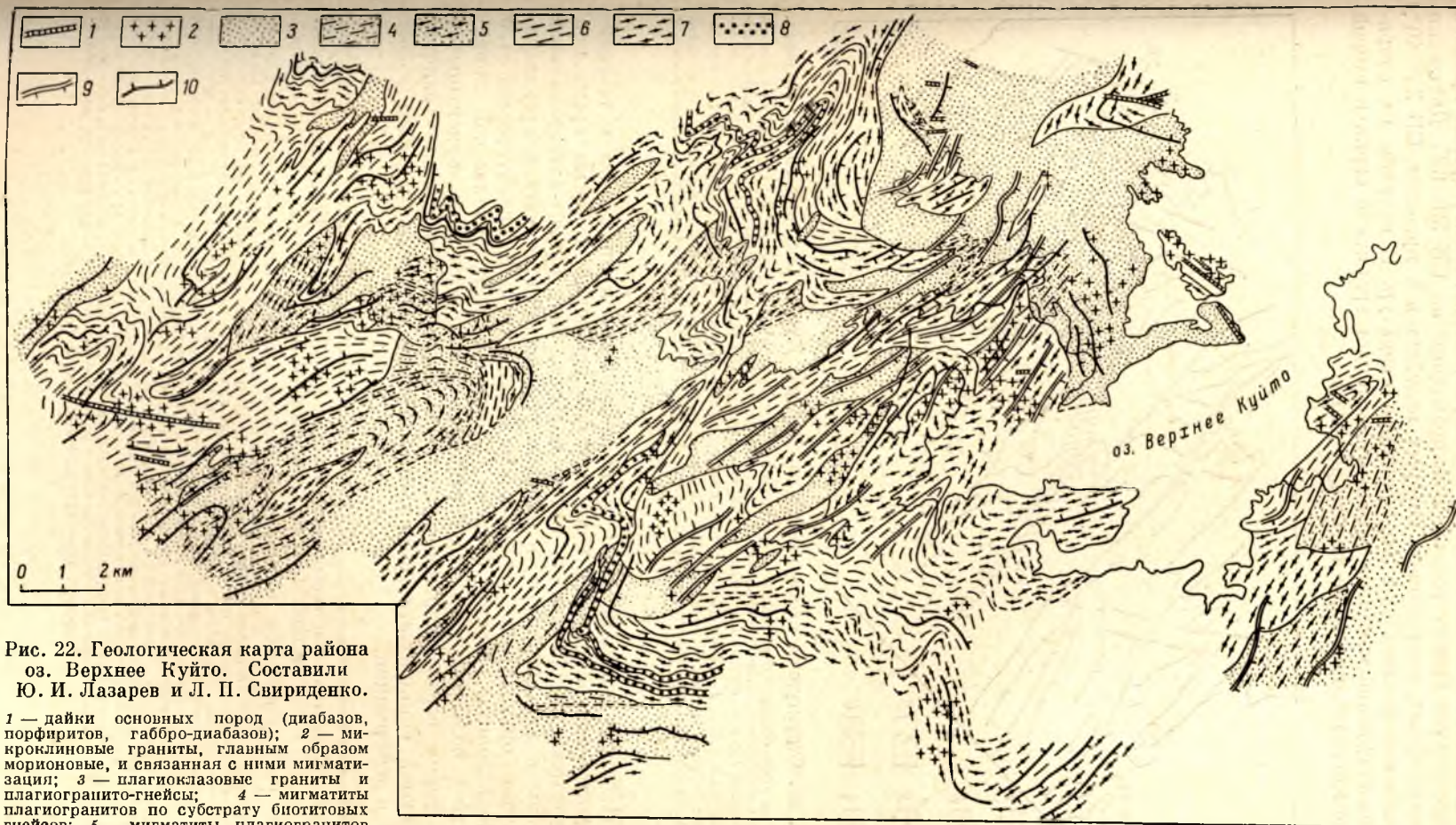


Рис. 22. Геологическая карта района оз. Верхнее Куйто. Составили Ю. И. Лазарев и Л. П. Свириденко.

1 — дайки основных пород (диабазов, порфиринов, габбро-диабазов); 2 — микроклиновые граниты, главным образом морионовые, и связанная с ними мигматизация; 3 — плагиоклазовые граниты и плагиогранито-гнейсы; 4 — мигматиты плагиогранитов по субстрату биотитовых гнейсов; 5 — мигматиты плагиогранитов по субстрату амфиболовых гнейсов; 6 — биотитовые плагиогнейсы, частью амфибол-биотитовые гнейсы; 7 — биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 8 — гранатосодержащие гнейсы (гранато-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы); 9 — обобщенное залегание метаморфической полосчатости второго этапа складчатости и частью переориентированной реликтовой слоистости; 10 — обобщенное залегание реликтовой слоистости и параллельных ей мигматитовой полосчатости и гнейсовидности.



таморфическая полосчатость, зоны перекристаллизации, срывы крыльев макроскладок ориентированы в направлении на СВ 50—60°. Движения третьей фазы, направление которых колеблется в пределах СВ 25—40°, обусловили дальнейшую модификацию структур. С началом их сопряжено внедрение наиболее ранних гранитоидов гранитной серии и второй этап мигматизации пород гнейсовой толщи.

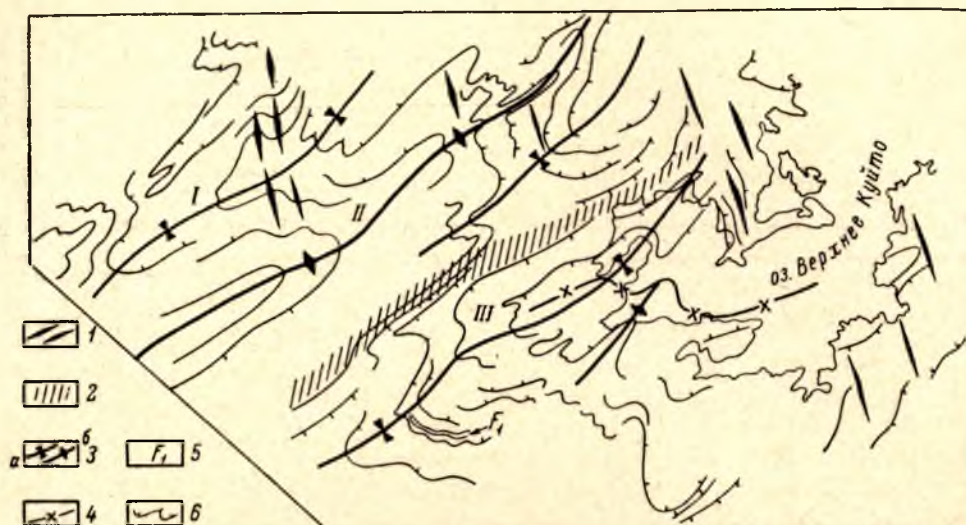


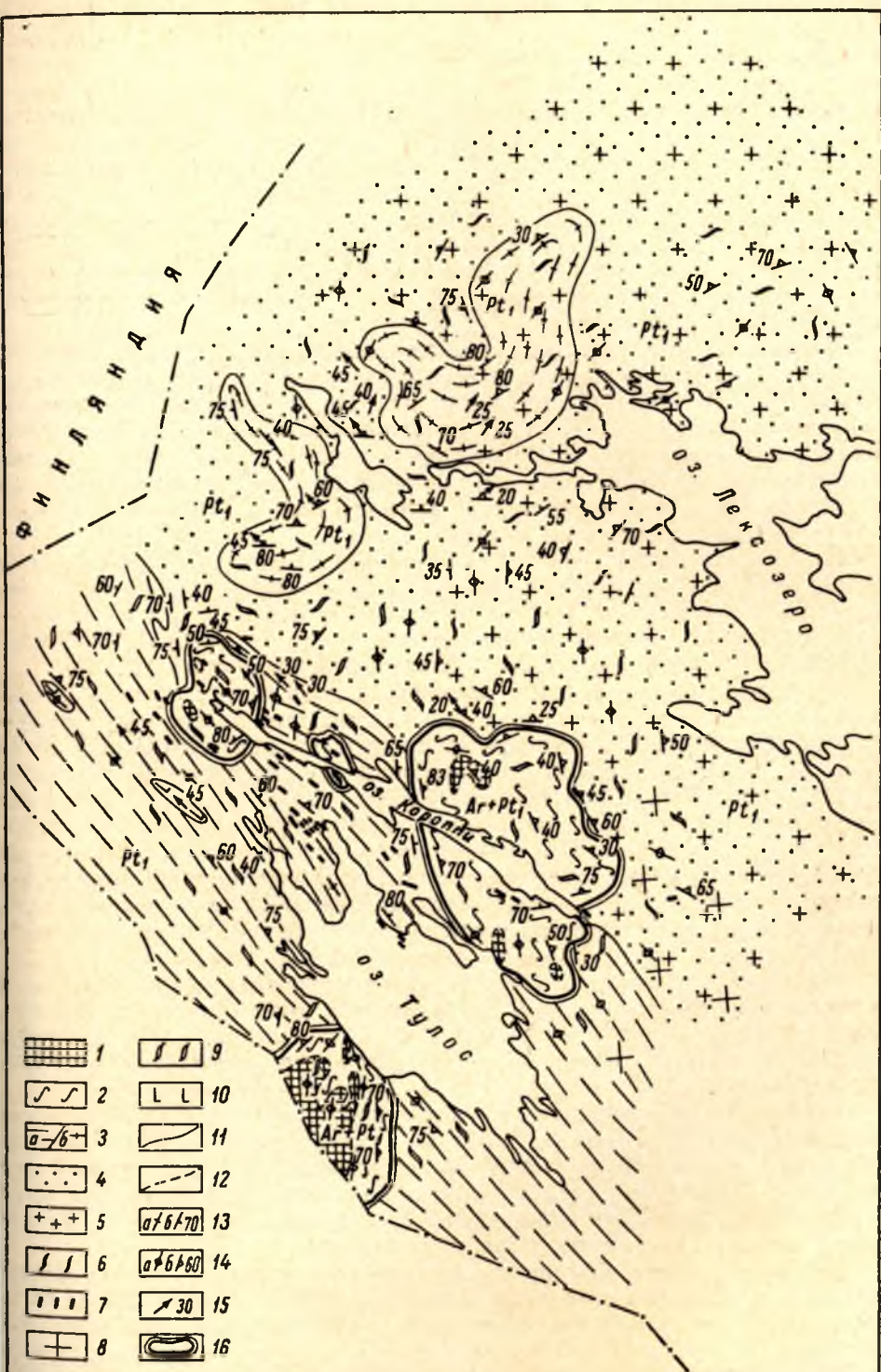
Рис. 23. Структурная схема района оз. Верхнее Куйто. Составил Ю. И. Лазарев.

1 — участки основного развития и направления тектонических структур  $F_2$ ; 2 — зона тектонических нарушений, бластомилонитизации, катаклаза и интенсивного диафтореза, заложенная в ранние стадии  $F_1$ ; 3 — осевые поверхности главных синформных (а) и антиформных (б) складок, оформившихся к концу  $F_2$  (I — Судноозерская синформа; II — Поньгогубская антиформа; III — Вокнаволоцкая синформа); 4 — осевая поверхность предполагаемой синформной  $F_2$  складки; 5 — складка  $F_1$  в южном крыле Вокнаволоцкой синформы; 6 — обобщенное залегание слоистости и мигматитовой полосчатости.

Наблюдаемая макроскопическая линейность принадлежит к тектоническим элементам второй и третьей фаз движений. В то же время при отсутствии линейности в таких породах, как биотит-плагноклазовые гнейсы и плагнограниты, в шлифах устанавливается четкая предпочтительная ориентировка плагноклаза, идентичная с ориентировкой его в амфиболитах. Таким образом, отсутствие макроскопической линейности в большинстве случаев означает только отсутствие ориентировки по форме зерен. Перекристаллизация пород и образование гранитов являются синкинематическими относительно определенных фаз движений и деформации.

Рис. 24. Схематическая геологическая карта района озер Б. Ровкульское—Тулос. Составили Л. П. Свириденко и А. С. Семенов.

Архей: 1 — двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, гиперстен-биотитовые плагногнейсы; 2 — амфиболовые и биотит-амфиболовые диорито-гнейсы, плагногранито-гнейсы. Нижний протерозой: 3 — биотитовые гнейсы, мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы, единичные прослои гранат-биотитовых и ставролит-биотитовых гнейсов (а); гранито-гнейсы, мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы, гнейсовидные граниты и их блококатаклазиты (б); 4 — гранодиорито-гнейсы, блококатаклазиты по гранодиоритам — кварцевым диоритам с прослоями амфиболовых сланцев, амфиболитов и биотитовых плагногнейсов; 5 — порфиробластез, связанный с формированием ранненижнепротерозойских мигматит-гранитов; 6 — ранненижнепротерозойские мигматиты и мигматит-граниты; 7 — долериты; 8 — порфиробластез, связанный с формированием поздненижнепротерозойских мигматит-гранитов; 9 — поздненижнепротерозойские мигматиты и мигматит-граниты; 10 — амфибол-пироксеновые сиениты; 11 — геологические границы; 12 — постепенные переходы между петрографическими разновидностями; 13 — метаморфическая полосчатость (а — вертикальная, б — наклонная); 14 — сланцеватость; (а — вертикальная, б — наклонная); 15 — линейность; 16 — границы купольных структур.





На втором этапе деформации были сформированы мелкие складки, зоны бластомилонитов и перекристаллизации пород, а также сланцеватость и гнейсовидность север-северо-западного (СЗ 340—СВ 10°) направления с вертикальным падением. Одновременно продолжалось образование гранитоидов гранитной серии, представленных существенно микроклиновыми розовыми и красными гранитами с морионом. Однако движения второго этапа практически заметно не исказили характера тектонических структур первого этапа и к тому же проявились неравномерно. Наиболее интенсивными они были в северо-западной и юго-восточной частях района, где развиты площадная сланцеватость, сжатые складки шириной до 10 м и предшествующие структуры заметно переориентированы. В то же время нигде не была обнаружена минеральная линейность, связанная со структурами второго этапа, в том числе и при микроскопическом изучении.

В развитии структур второго этапа намечаются две стадии (фазы). На первой из них различные плоскостные элементы строения ориентированы на СЗ 330—340°, тогда как для второй свойственны меридиональные и север-северо-восточные направления. Мигматизация пород фундамента сопряжена исключительно с первой стадией формирования структур второго этапа, тогда как со второй стадией связаны лишь жилы пегматоидных и рапакивиоподобных мясо-красных и буро-красных резко порфириовидных морионовых гранитов.

Район озер Б. Ровкульское—Лексозеро—Тулос. Этот район располагается в центральной части области ребольской складчатости. С востока он ограничен озерами Лексозеро и Кяргиярви, а с запада — государственной границей с Финляндией. Озеро Б. Ровкульское располагается в северной, а оз. Тулос — в крайней южной части района.

В пределах района развиты разнообразные по своему происхождению породы гранитоидного состава, в большинстве представляющие гранито- и гранодиорито-гнейсы и бластокатаклазиты по ним. На карте района (рис. 24) они подразделены на две группы: 1) породы среднего состава (гранодиорито-гнейсы, бластокатаклазиты гранодиоритов—кварцевых диоритов) с реликтовыми прослоями и включениями амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев и биотит-плагноклазовых гнейсов; 2) породы кислого состава, куда входят гранито-гнейсы и бластокатаклазиты гранитов с включениями, прослоями и линзами мелкозернистых кварц-полевошпатовых, гранат-биотитовых, ставролит-биотитовых и биотитовых гнейсов и сланцев.

Эти породы образовались в результате глубокой перекристаллизации и интенсивной неоднократной мигматизации толщи суперкrustальных образований, от которой сохранились лишь немногочисленные реликты. Широко развиты в районе и изверженные гранитоиды (мигматит-граниты).

В пределах района отчетливо выделяются как ребольские, так и селецкие структуры. Первые образуют структурную основу северной (большей) части района, тогда как современное строение южной его части (оз. Тулос) является результатом селецких движений. Селецкие структуры будут охарактеризованы в следующей главе, а здесь остановимся только на структурах ребольского периода.

Наиболее ранним фиксируемым элементом строения пород района является метаморфическая полосчатость, залегание которой может быть сопоставлено с залеганием слоистости. Преобладающей ориентировкой полосчатости является субширотное, северо-восточное или запад-северо-западное простирание при доминирующем северном падении. В тех случаях, когда присутствует линейная ориентировка минералов или сжатые линейные складки с осевыми поверхностями вдоль полосчатости, они по-

грузаются на северо-восток под углами  $20-45^\circ$ . С формированием этих структур в целом одновременным является образование гранитоидов плагногранитной серии (ранней нижнепротерозойской формации мигма-

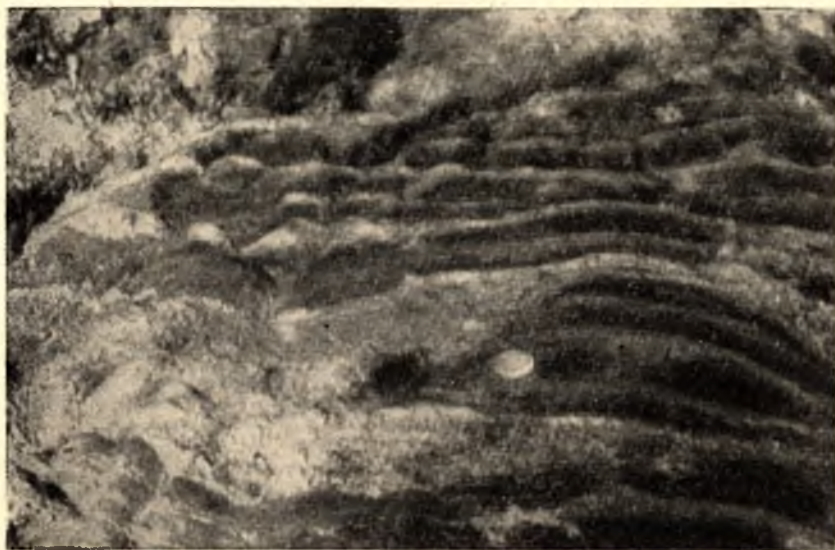


Рис. 25. Ранненижнепротерозойские инъекционные послойные мигматиты.



Рис. 26. Контакт жилы гранита, приуроченной к субмеридиональной зоне скалывания.

тит-гранитов), которое носило длительный прерывистый характер. Первоначально происходило внедрение жил гранитов нормального ряда, местами микроклин-плагноклазовых гранитов, и имел место интенсивный полевошпатовый порфиробластез с образованием порфиробласт как пла-



гноклаза, так и калиевого полевого шпата с размерами до 2—3 см по длинной оси. Порфиробласты плагиноклаза и калиевого полевого шпата имеют светло-серую окраску в породах среднего состава и розовато-серую — в породах кислого состава. Во многих случаях при порфиробластезе сохраняются реликты первичнослоистого строения. Одновременно шла общая перекристаллизация пород с укрупнением размеров зерен и сегрегацией темноцветных. Время порфиробластеза достаточно четко не определяется. Особенно интенсивно порфиробластез проявился вдоль меридиональной зоны протяженностью около 50 км при ширине до 10 км (рис. 24).

Внедрение жильных гранитов происходило по северо-восточным трещинам. Жилы дают многочисленные апофизы вдоль полосчатости с образованием послойных мигматитов (рис. 25).

На образовавшиеся инъекционные и порфиробластические мигматиты накладывается субмеридиональный кливаж и сланцеватость, нередко в свою очередь сминаемые в мелкие складки с осевыми поверхностями, идущими на СВ 5—30°, и осями, погружающимися на северо-восток под углом 30—40°. С субмеридиональными структурами связаны жилы гранитов нормального ряда мощностью до нескольких метров. Контакт одного из таких тел приводится на рис. 26. В этом обнажении полосчатость представлена чередованием мелкозернистых кварц-полевошпатовых гнейсов с биотитовыми гнейсо-сланцами, сильно инъектированными гранитными жилами. Она залегает СЗ 285°, падение вертикальное, осложнена мелкими складками с меридиональными (С 0°) осевыми поверхностями. Жила гранита приурочена к секущей зоне скалывания, идущей на СВ 10°. Если граниты инъекционных мигматитов имеют бластокактастическую структуру, то структура гранита данной жилы массивная, местами гранофировая.

По берегам оз. Лексозеро и на его многочисленных островах благодаря наличию больших хорошо отмытых обнажений особенно четко устанавливаются возрастные отношения отдельных событий в становлении ребольских структур. Здесь развиты те же самые породы, что и на остальной части района. Реликтовая метаморфическая полосчатость, имея в целом субширотное простирание и северное падение, в плане образует плавные открытые флексурообразные изгибы с длинным северо-восточным и коротким запад-северо-западным крылом. При движении на юг по мере приближения к зоне селецких структур она все более подворачивается и простирание ее становится запад-северо-западным. В перегибах флексурных изгибов падение полосчатости более пологое, нередко она залегает почти горизонтально. Полосчатость подчеркивается лейстовидными sdвойникованными порфиробластами полевого шпата длиной до 1—5 см. Плоскости срастания двойников ориентированы вдоль полосчатости. Во многих случаях устанавливается наличие сильно сжатых и растянутых складок, осевые поверхности которых параллельны полосчатости. В перегибах этих складок видно, что порфиробласты секут смятую полосчатость и параллельны осевым поверхностям. Шарниры складок погружаются на северо-восток под средними углами, и с ними совпадает линейная ориентировка минералов. При горизонтальном залегании полосчатости линейность меридиональная. Не только порфиробластез, но и интенсивная перекристаллизация с образованием амфиболсодержащих гранодиорито- и диорито-гнейсов сопровождала северо-восточную складчатость. По-видимому, с ее заключительными движениями связано образование многочисленных жил плагиноклазовых гранитов, инъекционных и теневых мигматитов, так как жилы в целом, следуя направлению полосчатости, часто косо срезают ее, а инъекционные плагиомигматиты развиваются по порфиробластиче-

ским. Более поздними являются меридиональные зоны фельдшпатизации и повторного порфиробластеза, сопровождаемые гранитами нормального ряда, в том числе плагиомикроклиновыми. Полевой шпат образует светло-серые изометричные округленно-квадратные (кубические) или несколько неправильные пятнообразные зерна до 4 см в поперечнике, иногда буквально насыщающие породу. В этих случаях полосчатость полностью стирается. Мощность зон достигает 100 м, но развиты и зоны мощностью до 10 м, укладывающиеся в пределы одного обнажения. Более поздними являются жилы розовых и красных равномернозернистых мелко- и среднезернистых микроклиновых гранитов, приуроченные к системе пересекающихся трещин, ориентированных на СЗ 290—310° (главная система) и СЗ 350—СВ 5° (дополнительная система). Эти трещины и жилы развиты вблизи от зоны селецких движений, и по ним развивается новая система структурных элементов (гнейсовидность, серии параллельных жил гранитов), отвечающая селецким структурам. Не вдаваясь в характеристику последних, следует все же отметить, что и сами селецкие запад-северо-западные (ранние) структурные элементы рассечены меридиональными (поздними) мелкими жилами гранитов и зонами фельдшпатизации. Интенсивная фельдшпатизация, таким образом, непосредственно предшествует и завершает процесс формирования серий гранитоидов.

Подводя итог, можно заключить, что в районе озер Б. Ровкульское—Лексозеро—Тулос, как и в предыдущем районе оз. Верхнее Куйто, история ребольских движений подразделяется на два этапа, которым отвечают тектонические структуры двух различных направлений. С ранними северо-восточными структурами связано формирование гранитоидов плагиогранитной серии. В обоих районах ранние структуры опрокинуты на юг и юго-восток, а шарниры складок погружаются на северо-восток под средними углами.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЙОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И МЕРИДИОНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Сопоставляя данные по районам с различным планом тектонического строения, можно видеть, что различие тектонических структур тесно связано с другими особенностями геологического строения.

Во-первых, метаморфизованные в условиях до середины амфиболитовой фации суперкрустальные образования лопия отсутствуют в районах, где план строения подчинен северо-восточным структурам. Последним свойственна глубокая и полная синкинематическая перекристаллизация суперкрустальных толщ, приводящая к появлению лишенных первичных текстур почти изотропных гранито-, гранодиорито- и диорито-гнейсов. Она предшествует и сопровождает первый этап мигматизации, связанный с образованием плагиогранитной серии.

Во-вторых, особенно интенсивное развитие гранитоидов плагиогранитной серии свойственно районам северо-восточных структур. Исключение составляет, по-видимому, южная часть Западной Карелии, где северо-восточные структуры не были обнаружены (Кратц и др., 1969), что не исключает, однако, их возможного присутствия в виде реликтов, затупеванных более поздними движениями, в том числе и ребольскими. Как интересную и общую черту плагиогранитов районов озер Лексозеро и Верхнее Куйто можно отметить развитие в них голубого опаловидного кварца, который отсутствует в плагиогранитах южной части Западной Карелии. В слабометаморфизованных образованиях лопия возрастным и формационным аналогом плагиогранитной серии являются кислые эффузивы (плагиопорфиры, геллефлинты, ортолептиты), а наиболее развиты



в районах меридиональных структур позднекинематические плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты.

В-третьих, имеющиеся данные вполне однозначно свидетельствуют, что северо-восточные структуры представляют собой более глубокий структурный уровень, чем меридиональные. Двухэтапное развитие районов северо-восточной складчатости представляется особенно примечательным, так как возникает вопрос: не являются ли они в целом более древними, чем меридиональные структуры Западно-Карельского синклинория. В этой связи необходимо сопоставить результаты изучения района оз. Верхнее Куйто с районом Костомукшского месторождения, непосредственно примыкающим к нему с юга.

Район Костомукшского месторождения железистых кварцитов занимает промежуточное положение между охарактеризованными выше типичными районами северо-восточных и меридиональных ребольских структур. Поскольку подробная характеристика тектонических структур района, последовательность их формирования и взаимоотношения с процессами метаморфизма и изверженными породами опубликованы (Лазарев, 1971), отметим лишь наиболее существенные моменты.

Породы гимольской серии непосредственно в пределах месторождения образуют дугообразно изогнутую в плане, опрокинутую на запад и юго-запад, сложно построенную синклинали, шарнир которой плавно воздымается от центра к периферии. Центральная наиболее погруженная часть синклинали сложена сравнительно слабометаморфизованными (эпидот-амфиболитовая фация) породами. По мере воздымания шарнира степень метаморфизма возрастает до условий средних ступеней амфиболитовой фации. В краевых частях синклинали породы гимольской серии интенсивно мигматизированы (жилые мигматиты), превращены в гнейсо-сланцы и прорваны многочисленными мелкими интрузиями плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов. Мелкие складки, осложняющие крупные, имеют крутое погружение осей почти по падению осевых поверхностей. С осями складок совпадает резкая минеральная линейность. Оси мелких складок и линейность склоняются в направлении воздымания шарнира Костомукшской синклинали и, вероятно, перпендикулярны ему. Все эти черты полностью идентичны со строением синклинали структур гимольской серии в районах меридиональной складчатости.

Отличительной особенностью строения как Костомукшской синклинали зоны в целом, так и Костомукшской синклинали является невыдержанность простираия осевых поверхностей складок. Поперечный пзгиб простираия Костомукшской синклинали выступает как крупная складка северо-восточного простираия, по масштабу соизмеримая с продольной Костомукшской синклиналью. Оси мелких складок и линейность оказываются параллельными шарниру этой поперечной структуры, хотя осевые поверхности мелких складок вытянуты согласно с залеганием осевой поверхности Костомукшской синклинали. Анализ данных показывает, что поперечная северо-восточная складка формировалась одновременно с продольными, хотя более выпукло поперечное изгибание проявилось на поздних стадиях деформации, одновременно с опрокидыванием крыльев продольных складок и развитием нарушений типа крутых надвигов. Эти особенности разнопорядковых тектонических структур позволили объяснить возникновение *В*-линейности по падению или, иначе говоря, крутой *В*-линейности условиями существенно немоноклиной деформации, состоящей из двух одновременно действовавших планов движений с общей  $a_k$ -осью (Лазарев, 1966, 1971).

Другое обстоятельство представляется еще более существенным. Северная часть Костомукшской синклинали зоны имеет северо-восточ-

ное простираение со средним направлением на СВ 30—40° и повсеместным опрокидыванием осевых поверхностей складок на юго-восток, что соответствует северо-восточным складкам района оз. Верхнее Куйто, южная граница которого проходит в 10—15 км от северной границы развития пород гимольской серии (рис. 22). Рекогносцировочные маршруты в этом районе свидетельствуют, что к югу простираение осевых поверхностей северо-восточных складок и метаморфической полосчатости в породах гнейсовой толщи плавно меняется от СВ 50—60 до СВ 30—40°. Одновременно в целом растет степень мигматизации, так что вдоль границы с Костомукшской синклинальной зоной в полосе шириной 3—5 км развиты теневые мигматиты гнейсов среди плагиогранитов с голубым кварцем. Непосредственно вдоль границы тянется мощная (не менее 500 м шириной) согласная зона катаклизмов и милонитов, где плагиограниты превращены в серицит-полевошпато-кварцевые сланцы. К этой же зоне приурочены основные вулканы (диабазы, порфириты, мандельштейны) предположительно сумийского возраста (Лазарев, Кожевников, 1973).

Охарактеризованные тектонические структуры района Костомукшского месторождения относятся к структурам первого этапа. На них наложены складки, сланцеватость и гнейсовидность север-северо-западного (СЗ 340—СВ 5°) направления. Эти структуры по своим характеристикам полностью отвечают структурам второго этапа в районе оз. Верхнее Куйто. Во время их формирования продолжается мигматизация гимольской серии, обусловленная существованием микроклиновыми гранитами, сохраняются условия метаморфизма, т. е. они непрерывно связаны с предшествующим развитием и северо-восточной деформацией. Кроме того, как и в районе оз. Верхнее Куйто, несмотря на наличие сжатых складок и развитую гнейсовидность, с северо-северо-западными структурами не связано образование минеральной линейности, а ось складчатости полого погружается к югу. Таким образом, тектоническое развитие оказывается однотипным, и структуры каждого из этапов деформации в обоих районах тождественны между собой и геологически переходят друг в друга. Иными словами они одновозрастны.

Значительно труднее объяснить происхождение регионального северо-западного простираения пород гранито-гнейсовой толщи в районе оз. Верхнее Куйто. Поскольку, как установлено структурным анализом, ось складчатости северо-восточных движений была почти горизонтальна (Лазарев, Кожевников, 1973), погружение шарниров северо-восточных складок под 40—60° на северо-восток свидетельствует, что до образования этих складок породы были деформированы. Угол погружения осей фактически указывает на величину наклона пластов, имевшую место до северо-восточных движений. В то же время в породах района отсутствуют какие-либо реликтовые минеральные ассоциации, структурно-равновесные с северо-западными структурами. Не были обнаружены также гранитоиды, более древние, чем породы плагиогранитной серии, и синклинатические относительно северо-восточных структур. Таким образом, в настоящее время отсутствуют достаточные основания для отнесения северо-западных структур к архею, понимаемому как особый цикл геологического развития.

Напротив, при переходе ребольских меридиональных структур в северо-восточные региональное простираение пород становится северо-западным. Единая и выдержанная меридиональная складчатость как бы расщепляется на два комплементарных направления: северо-западное и северо-восточное, роль которых в процессе складчатости меняется. В Костомукшской синклинальной зоне северо-восточные складки — поперечные изгибы продольных структур — выражены уже совершенно отчетливо. С другой стороны, несомненно, что они сформировались в ходе



того же этапа деформации, что и продольные структуры, хотя и на поздних стадиях его. Можно предположить, что дальнейшее усиление роли северо-восточных структур к северу сопровождается смещением времени их формирования к началу общего этапа деформации. Тем самым северо-западные структуры окажутся редуцированными, незавершенными. Если же северо-восточные движения будут проявляться раньше пика метаморфизма и внедрения гранитов, то северо-западные структуры окажутся догранитными и дометаморфическими, что, возможно, и наблюдается в районе оз. Верхнее Куйто. Следовательно, предположение о их ребольском возрасте не противоречит имеющимся данным.

Видимое отсутствие двухэтапного развития ребольских тектонических структур в районах меридиональной складчатости, очевидно, следует объяснять сложностью выделения разновозрастных структур, когда они имеют одинаковые или близкие направления. Наложение одной генерации складок на другую в этих условиях имеет своим результатом лишь уплотнение, сжатие ранних структур и развитие складок волочения (Turner and Weiss, 1963). В этой связи нельзя не отметить, что М. М. Стенарем в районе Хедозеро—Большозеро отмечены запад-северо-западные крутопадающие дайки амфиболитов и габбро-амфиболитов, которые секут меридиональные структуры гимольской серии, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации, и сами рассланцованы в меридиональном направлении. Эти же дайки, залегая среди обрамляющих гнейсо-гранитов, пересекают образования плагиогранитной серии, но являются более древними, чем плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты. Приведенные данные свидетельствуют в пользу сложной многоэтапной истории формирования наблюдаемых ныне меридиональных структур гимольской серии и наличия межтектонического этапа (фазы растяжения) между структурами раннего и позднего этапов.

## СЕЛЕЦКИЙ ПЕРИОД ДЕФОРМАЦИЙ

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

#### Типы разрезов

Последовательность залегания и набор пород сумийско-сариолийского комплекса в различных районах Карелии существенно меняются. Все многообразие постепенно сменяющих друг друга по латерали разрезов сводится к вариациям между тремя основными типами: селецким, кумсинским и гайкольским (Соколов, Галдобина и др., 1971).

Селецкий тип разреза характеризуется отсутствием лавовых и крупнообломочных пирокластических образований и представлен преимущественно гранитными конгломератами, переслаивающимися с песчаниками, алевролитами и сланцами частью туфогенного происхождения. В качестве стратотипа рассматривается разрез конгломератовой толщи на восточном побережье оз. Селецкого, где соответствующие образования были впервые описаны П. Эскола и получили название сариолийских. Здесь (снизу вверх) на неровной поверхности интенсивно рассланцованных зеленых сланцев с резким несогласием по отношению к их сланцеватости и слоистости последовательно залегают:

Мощность, м

Валунные и глыбовые гранитные конгломераты с примесью обломков зеленых сланцев . . . . .	15
Мелковалунные и галечные гранитные конгломераты, переходящие выше в ритмично-слоистые гравелиты и аркозовые песчаники . . . . .	60

Тонкое ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов . . . . .	5
Грубозернистые аркозовые песчаники с прослоями редко-галечных конгломератов . . . . .	10
Ритмичнослоистые песчаники, алевролиты и сланцы с редкими косослоистыми текстурами и следами оползания осадка . . . . .	50
Перерыв в обнажениях, соответствующий мощности . . . . .	40
Биотит-полевошпато-кварцевые ленточнослоистые алевролиты и сланцы . . . . .	5

На неровной размытой поверхности ленточных сланцев, слабо срезая их слоистость, залегают ятулийские кварцевые конгломераты.

Кумсинский тип разреза соответствует наличию большой мощности лавовых образований основного (иногда кислого) состава, переслаивающихся с породами смешанного вулканогенно-осадочного происхождения, и терригенными. Стратотипом является разрез сумийско-сарилийских образований южнее пос. Падун близ р. Кумсы. Здесь на нижнепротерозойских плаггиомикроклиновых гранитах (снизу вверх) залегают:

Мощность, м

Элювиальная гранитная брекчия . . . . .	10—15
Толща эффузивных диабазов, состоящая из серии отдельных лавовых покровов, выделяемых по асимметричной смене пород в толще покрова (снизу вверх): афанитовый диабаз—диабазовый порфирит—миндалекаменный диабаз, пенистая лава, лавобрекчия. Относительное количество лавобрекчий в покровах увеличивается к кровле толщи вплоть до образования покровов, сложенных ими почти нацело. Химический состав эффузивов изменяется от базальтового в подошве толщи до андезито-базальтового в кровле . . . . .	около 1000
Вулканические брекчии (агломераты, ксеноагломераты), состоящие из щебня и валунов диабазов, заключенных в диабазовом тонкообломочном или кристаллическом кварц-плагиоклаз-биотитовом цементе. В цементе наблюдаются участки миндалекаменных текстур. Местами среди агломератов встречаются скопления гранитных обломков (до глуб 5—10 м величиной), нередко расколотых на месте . . . . .	100
Покров эффузивных диабазов с лавобрекчией в кровле . . . . .	20
Толща переслаивания пирокластических, осадочно-пирокластических и пирокласто-осадочных пород в виде чередования различных конгломерато-брекчий и конгломератов полимиктового состава, а также редких песчанистых прослоев . . . . .	около 100
Полимиктовые и гранитные, в кровле только гранитные, конгломераты и брекчии . . . . .	120—150
Выше несогласно и с корой выветривания в основании залегают ятулийские кварцевые конгломераты и гравелиты.	

Гайкольский тип разреза характеризуется наличием довольно мощной толщи лавовых пород, незначительным развитием грубообломочных отложений в осадочной части разреза, представленной здесь ритмично-слоистыми псаммито-пелитовыми осадками, содержащими тонкую пирокластику. В стратотипическом разрезе района деревень Гайколя — Кена отмечаются следующие образования, залегающие на поверхности гранитоидов (снизу вверх):

Мощность, м

Толща эффузивных диабазов, состоящая из серии покровов, сложенных диабазами, диабазовыми порфиритами, миндалекаменными диабазами и лавобрекчиями . . . . .	500—750
--	---------



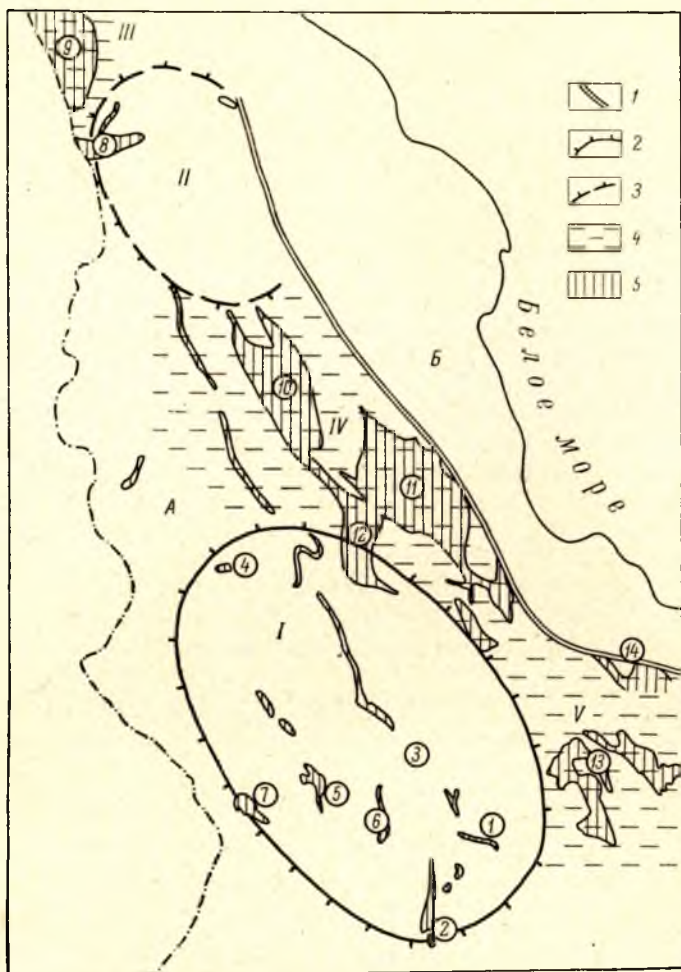


Рис. 27. Схема палеотектонического районирования Карелии в сумийско-саролийское время.

А — области развития сумийско-саролийских структур (Карельская зона активизации фундамента); Б — Беломорский массив; I — Центрально-Карельская область линейных структур (Центрально-Карельское сводовое поднятие); II — Северо-Карельская область развития линейных структур (Северо-Карельское сводовое поднятие); III — Северо-Карельская область развития мутьообразных структур (Северо-Карельский прогиб); IV — Центрально-Карельская область развития синклиновых структур (Центрально-Карельский межсводовый прогиб); V — Восточно-Карельская область развития синклиновых структур (Восточно-Карельский прогиб). 1—14 (на карте в кружках) — современные сумийско-саролийские синклинальные и синклиновые структуры: 1 — Кумсинская; 2 — Пальеозерская; 3 — Сегозерско-Елмозерская; 4 — Большозерская; 5 — Сукнозерская; 6 — Селецкая; 7 — Лубоярвинская; 8 — Панаярвинская; 9 — Соваарви-Куолаярвинская; 10 — Шомбозерско-Гайкольская; 11 — Летнеозерская; 12 — Компановская; 13 — Выгско-Воймиская; 14 — Ветреного Пояса. 1 — границы Карельской зоны активизации; 2 — контуры сводовых поднятий; 3 — контуры предполагаемых сводовых поднятий; 4 — области прогибов; 5 — площади современного развития сумийско-саролийских пород.

Полимиктовый конгломерат . . . . .	0—5
Полимиктовые песчаники, алевролиты и сланцы с тонкой ритмичной слоистостью . . . . .	40
Грубо ритмичнослоистые аркозовые песчаники, переходящие выше в лентчослоистые алевролиты и сланцы . . . . .	110
Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и сланцев (мощность ритмов в нижней более грубозернистой части составляет 2,5—9 м, к кровле она убывает до сантиметра и менее) . . . . .	160—210

Сумийско-сариолийские образования, отвечающие различным типам разреза, слагают в Карелии до двух десятков самостоятельных или общающихся синклинальных структур (рис. 27) двух типов: линейные синклинали и синклинии. В расположении их намечается определенная закономерность. Крупнейшие синклинозные структуры с гайкольским типом разреза располагаются параллельно побережью Белого моря через всю Карелию от Ветреного Пояса на северо-запад до района Соваярви—Куолаярви и далее в Финляндию. В пределах этой зоны они образуют три обособленные группы: Восточно-Карельскую (синклинии Выгско-Вожминский и Ветреного Пояса), Централью-Карельскую (Компаковский, Летнеозерский и Шомбозерско-Гайкольский синклинонии) и Северо-Карельскую (Соваярви-Куолаярвинский синклиноний). Линейные синклинали почти все, за исключением Панаярвинской, расположены в Центральной Карелии, где вместе с ними располагается несколько мелких структур мутьдообразного типа. Последующий обзор тектонических структур сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса опирается на указанные закономерности их распространения.

## Линейные структуры

Как уже указывалось, почти все линейные синклинали, сложенные сумийско-сариолийскими образованиями, сосредоточены в Центральной Карелии. Область их распространения заключена между озерами Лубоярви, Лексозеро, Нюкозеро, Тунгудское, Выгозеро, Онежское и Пялозеро. В центральной части области с юго-востока на северо-запад с перерывами, продолжая друг друга, расположены Кумсинская, Пальеозерская, Хожозерская и Большозерская синклинальные структуры. Западнее, в районе озер Пенинга—Суккозеро также последовательно располагается другая группа структур. Еще западнее располагается Лубоярвинская мутьдообразная синклинальная структура.

**Кумсинская приразломная синклиналь.** Сумийско-сариолийские образования в долине р. Кумсы, представленные кумсинским типом разреза, в современном эрозионном срезе занимают полосу шириной до 3 км и длиной до 22 км, от г. Медвежьегорска до северной излучины р. Кумсы (рис. 28, см. вклейку). С юга они контактируют с нерасчлененными гранитоидами архея — нижнего протерозоя, а с севера перекрываются ятулийскими отложениями, с которыми совместно деформированы и слагают южное крыло ятулийской приразломной синклинали. В пределах полосы наблюдается в целом моноклиальное падение сумийско-сариолийских пород на северо-восток под углами от 25—30° близ южной границы, где потоки эффузивных диабазов местами при посредстве маломощных элювиальных брекчий налегают на гранитоиды, до 70—80° в северной части полосы. Здесь гранитные и полимиктовые конгломераты несогласно перекрываются ятулийскими конгломератами, гравелитами и кварцито-песчаниками, падающими в районе г. Медвежьегорска на север под углами 15—20° и более круто при смещении вдоль структуры на запад.



В районе пос. Паду—дер. Плаковара ятулийские породы в своей нижней части имеют вертикальное и опрокинутое залегание (до  $80^\circ$  на юг).

В сумийско-сариолийских образованиях отдельность лавовых потоков, маркирующие горизонты лавовой толщи (покровы альбитовых порфири-тов со специфической структурой и текстурой), слоистость конгломератовой части разреза в плане плавно и неоднократно меняют простирание. Северо-западнее дер. Чебино и по линии оз. Собачье—руч. Кубышкин наблюдаются флексурные перегибы с полным (первый пример) или частичным разрывом параллельно осевой плоскости флексурной складки.

В районе дер. Плаковара намечается центраклинальное замыкание сумийско-сариолийской структуры, так как соответствующие толщи плавно меняют простирание на северо-западное и северное и скрываются под ятулием. В юго-восточном видимом окончании структуры толща основных эффузивов слегка отклоняется к югу от первоначального простирания и также уходит под кварцито-песчаники ятулия, залегающие здесь меридионально. В обоих пунктах отчетливо выступает резкое угловое и азимутальное несогласие между породами сумийско-сариолийского комплекса и ятулия.

В северном борту долины р. Кумсы ятулийские образования залегают прямо на гранитоидах, в связи с чем можно предполагать, что осевой разлом ятулийской синклинали был заложен по крайней мере до начала ятулийской седиментации.

Для выяснения особенностей строения сумийско-сариолийской части Кумсинской структуры ниже предпринимается попытка реконструкции поперечного профиля структуры в момент начала ятулийского времени. По-видимому, все постятулийские деформации имели характер изгиба, что проявляется в широком развитии зеркал скольжения на поверхностях, разделяющих лавовые потоки, и отчасти в полном отсутствии деформации галек в конгломератах. В этом случае реконструкция осуществляется дифференцированным поворотом подошвы ятулия в горизонтальное положение с соответствующим изменением наклона литологических границ сумийско-сариолийских толщ. Полученный для падунского разреза профиль (рис. 29), не претендуя на высокую точность, дает представление о характере строения структуры перед началом ятулийской эпохи. Оказывается, это была узкая приразломная асимметричная синклираль, северо-восточное крыло которой сложено преимущественно конгломератами и брекчиями — продуктами разрушения поднятого блока, а юго-западное — эффузивными диабазами, выклинивающимися в ядре складки и переслаивающимися с вулканогенно-осадочными конгломератами и брекчиями.

**Пальеозерская синклиальная структура.** Эта структура протягивается на юг от оз. Пальеозеро до оз. Сундозеро более чем на 30 км при ширине 7 км (рис. 30). На этой территории развиты отложения селецкого и кумсинского типов разреза, причем первый из них наблюдается в западной, второй — в восточной части площади.

Современный рисунок контуров сумийско-сариолийских пород в значительной степени определяется очертаниями площадей, занятых ятулийскими образованиями. В северной части структуры сумийско-сариолийские породы развиты с внешней стороны Пальеозерской ятулийской синклинали меридионального простирания, где они образуют асимметрично сложенную синклираль, замыкающуюся в 4 км к северо-западу от оз. Салваламби. Осевые плоскости сумийско-сариолийской и ятулийской синклиналей пересекаются под углом около  $20^\circ$ , при этом центраклинальное замыкание последней лежит в восточном крыле сумийско-сариолийской синклинали на контакте между конгломератовой и эффузивной толщами, а ось первой погружается с ундуляциями под ятулий.

Западное крыло сумийско-сариолийской синклинали сложено конгломератами с примесью пирокластики и прослоями туфов (близко к селецкому типу), а восточное — лавовыми потоками диабазов, частично переслаиваемыми с пирокласто-осадочными брекчиями и конгломератами с прослоями и горизонтами ритмичнослоистых туфопесчаников и туфоалевролитов.

В средней и южной частях структуры сумийско-сариолийские отложения обнажаются только в куполовидных брахиантиклинальных выступах среди ятулийских пород, где видны фрагменты образованных конгломератами и диабазами самостоятельных синклинальных структур.

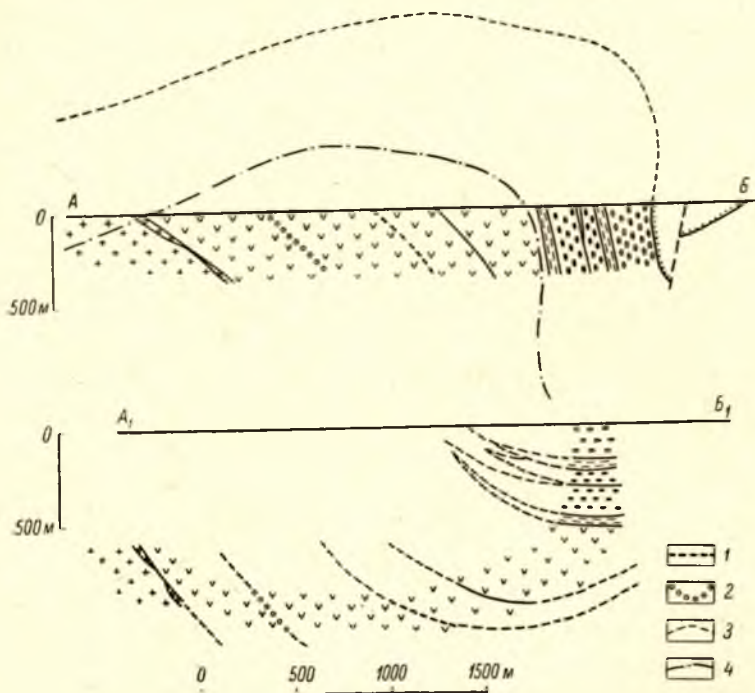


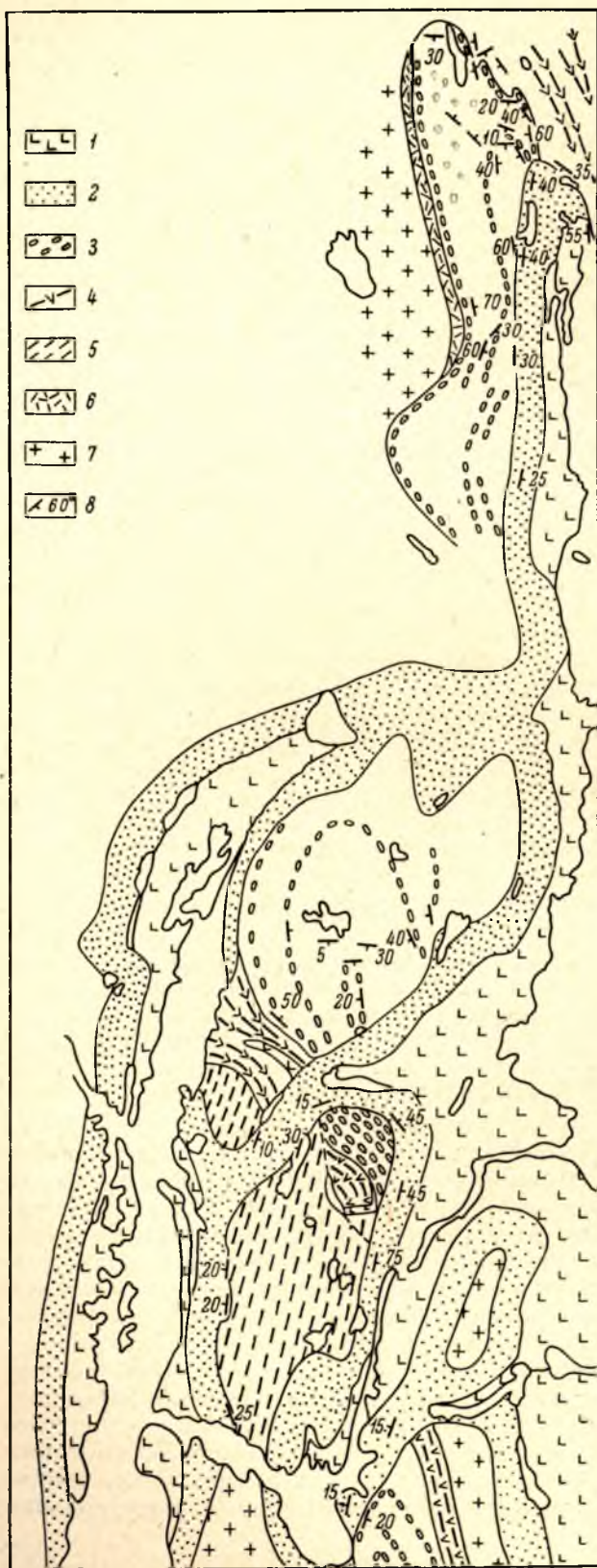
Рис. 29. Поперечный профиль Кумсинской структуры в районе пос. Падун (вверху) и его реконструкция на раннеятулийское время.

А—Б — положение профиля на рис. 28. 1—2 — маркирующие горизонты в толще эффузивных диабазов; 3 — интерполяция подошвы ятулийских отложений над полосой развития сумийско-сариолийских пород; 4 — одна из опорных линий, «выпрямление» которых дает нижний профиль ( $A_1-B_1$ ); остальные обозначения см. на рис. 28.

В частности, в окрестностях оз. Немикас и южнее оз. Шаргилампи видна большая часть пологой (углы залегания не более  $40-50^\circ$ ) брахисинклинали шириной до 6 км, ориентированной длинной стороной (8 км) на север-северо-восток. Юго-западная, южная и, по-видимому, частично скрытая под ятулийскими толщами западная часть крыла брахисинклинали сложены эффузивными диабазами и конгломератами, а центральная и северная — конгломератами и конгломерато-брекчиями (селецкий тип), залегающими на гранитоидах.

Южнее р. Суны в Краснореченском брахиантиклинальном выступе доятулийского фундамента также устанавливается близкая к изометричной сумийско-сариолийская (3 км  $\times$  6 км) брахисинклиналь, восточное крыло которой, падающее под углом  $40^\circ$  на запад, сложено диабазами, конгломератами и песчаниками, а западное — преимущественно конгломератами. Здесь усматривается некоторая асимметрия в широтном про-





филе, так как западное крыло падает на восток под углом всего  $20^\circ$ .

Пальеозерская структура в целом значительно отклоняется по строению от линейного характера, однако ее северная часть, где развиты отложения кумсинского типа разреза, полностью отвечает узкой линейной протяженной синклинали. В южной части занимают образования селецкого типа, и единая структура распадается здесь на ряд сообствующих брахисинклиналей.

В Пальеозерской структуре наиболее отчетливо проявлена независимость структурного плана сумийско-сарииолийского вулканогенно-осадочного комплекса от ятулийских структур. В северной части Койкарской антиклинали наблюдается резкое различие в степени метаморфизма и несогласие между эффузивными диабазами и нижележащими кристаллическими сланцами предположительно гомольско-парандовской серии нижнего протерозоя. В то же время как диабазам, так и более древним

Рис. 30. Схема геологического строения района деревень Святнаволок — Койкары.

Ятулий: 1 — габбро-диабазы, 2 — песчаники, алевролиты, диабазы; сумий-сарииолий: 3 — полимиктовые и гранитные конгломераты и брекчии, 4 — эффузивные диабазы, 5 — кварцевые порфиры; 6 — кристаллические сланцы, 7 — гранитоиды, 8 — слоистость.

породам свойственно общее северо-восточное простирание сланцеватости, которое не обнаружено в ятулийских породах.

Рассматривая совместно строение Пальеозерской и Кумсинской структур, легко заметить объединяющие их особенности. В Кумсинской структуре было установлено, что толща диабазов, переслаиваясь с брекчиями и конгломератами, выклинивается в северном—северо-восточном направлении, где, вероятно, располагалось поднятие, препятствующее распространению лав. Совершенно так же, но уже в запад-юго-западном направлении выклиниваются лавовые породы в Пальеозерской структуре. Поскольку эффузивной толще в обоих районах свойственны одни и те же маркирующие горизонты, можно предполагать, что она была непрерывно развита на всей территории от р. Кумсы до оз. Пальеозеро. С северо-востока и юго-запада эта территория, по-видимому, была ограничена поднятиями. Сочленениям низменности с этими поднятиями соответствуют образования с кумсинским типом разреза, тогда как за пределами распространения лав накапливались, по-видимому, толщи конгломератов и брекчий селецкого типа, залегающие непосредственно на породах основания.

**Хожозерская структура.** Эта структура располагается в виде полосы, расширяющейся к югу от с. Ругозеро и протягивающейся на юго-восток через окрестности оз. Хожозеро до южного побережья оз. Сегозеро на расстоянии около 130 км при ширине до 25 км. Большая часть структуры перекрыта ятулийскими толщами. Сумийско-сариолийские образования принимают участие в строении юго-западного крыла Евжезерско-Ругозерской, Елмозерской и Сегозерской синклиналей, обнажаются в брахиантиклинальном выступе доятулийского основания между озерами Сегозеро и Елмозеро, а также, по-видимому, в районе рудника Бергаул и дер. Карельская Масельга на южном побережье оз. Сегозеро.

Северная (севернее оз. Хожозеро) ветвь структуры является узкой линейной синклиналью, северо-восточное крыло которой срезано постятулийским разломом. В районе оз. Хожозеро эта ветвь преобразуется в серию сочленяющихся брахисинклиналей, а затем прослеживается на юг под ятулийским покровом.

Строение части структуры, сложенной сумийско-сариолийскими породами, можно рассмотреть на примере отдельных характерных участков.

**Участок оз. Хожозеро.** Участок находится на юго-западном побережье оз. Елмозеро в его средней части. В окрестностях оз. Хожозеро, южнее и юго-западнее его (рис. 31), к юго-западному крылу ятулийской Елмозерской синклинали примыкает полоса распространения конгломератов, брекчий и эффузивных диабазов шириной до 6 км при длине до 17 км. В поле развития этих пород выделяются четыре медкие (от 4 до 10 км) брахисинклинальные складки, разделенные антиклиналями. В ядре трех более крупных брахисинклиналей обнажаются брекчии и конгломераты мощностью не менее 300 м. Подстилающая их толща диабазов в северной части участка имеет мощность не менее 500 м, откуда в юго-западном направлении заметно уменьшается. В целом разрез близок к кумсинскому типу, хотя в южной части участка приближается к селецкому: меньше диабазов, мощность обломочных пород увеличивается.

Юго-западная граница полосы тектонизирована. Здесь с конгломератами и диабазами контактируют гранитоиды и филлитовидные сланцы. Северо-восточная граница характеризуется резко несогласным (падение в разные стороны) налеганием ятулийских гравелитов и песчаников на различные образования сумийско-сариолийского комплекса.

**Участок о-ва Сондалы.** Сумийско-сариолийские образования, развитые на о-ве Сондалы и прилегающем побережье оз. Сегозеро



(рис. 32), представлены эффузивной толщей диабазов, состоящей не менее чем из 5—6 лавовых потоков общей мощностью свыше 100 м, генетически связанными с ними эффузивно-пирокластическими и пирокластоосадочными образованиями, переходящими выше в гранитные конгломераты. Общая видимая мощность конгломератовидных пород достигает 500 м на побережье оз. Сегозеро близ о-ва Сондалы.

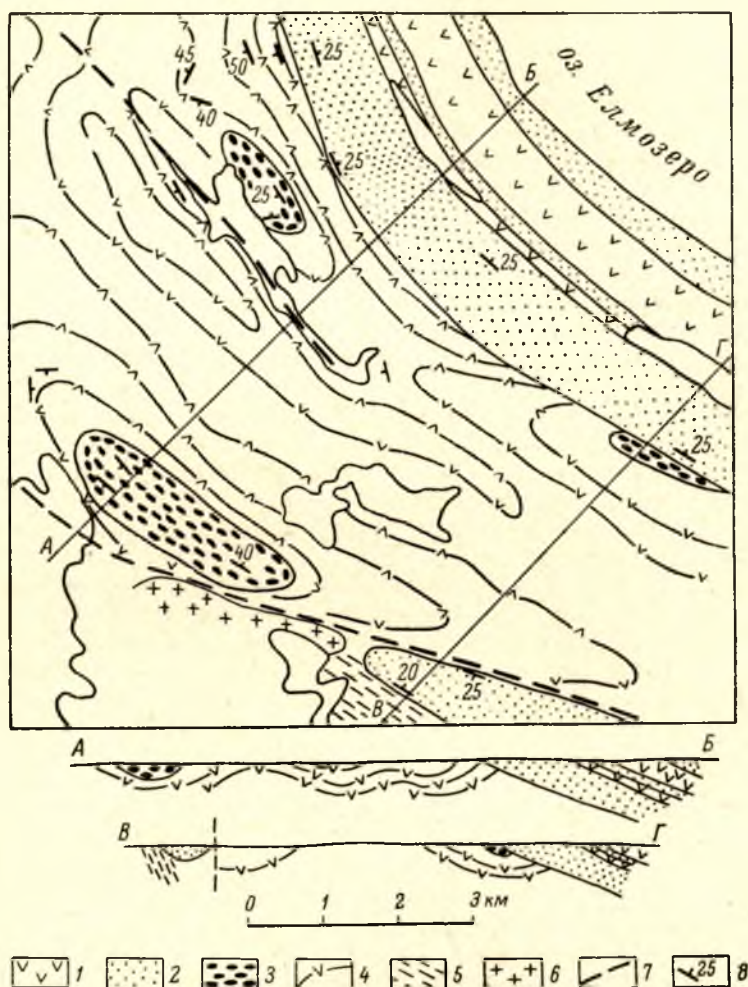


Рис. 31. Схема геологического строения участка оз. Хожозеро.

Ятулий: 1 — диабазы, 2 — кварцито-песчаники, алевролиты; сумий-сариолий: 3 — полимиктовые конгломераты и брекчии, 4 — диабазы; 5 — филлитовидные сланцы; 6 — гранитоиды; 7 — линии тектонических нарушений; 8 — слоистость.

Залегание сумийско-сариолийских и ятулийских толщ близко к согласному, те и другие падают на восток под углами 50—55°. Прослеживанием по простираанию установлено, что к югу толща конгломератов и эффузивов несогласно скрывается под ятулийскими кварцито-песчаниками западного крыла Сегозерской мульды, а севернее, на о-ве Сондалы, из-под ятулия выступают лишь эффузивные диабазы, согласно перекрытые вулканическими брекчиями и туфосланцами, интенсивно переработанными в коре выветривания ятулия.

В основании сумийско-сарнилийских осадочно-вулканогенных образований залегают слюдисто-кварцевые полосчатые сланцы и кварцевые порфиры интрузивного происхождения.

На участке дер. Карельская Масельга сумийско-сарнилийские образования развиты вдоль западного и восточного крыльев ятулийской субмеридиональной краевой синклинали Сегозерской мульды (рис. 33). Юго-западнее дер. Карельская Масельга они слагают узкую синклинальную складку северо-западного простирания с крутым (до  $60^\circ$ ) юго-за-

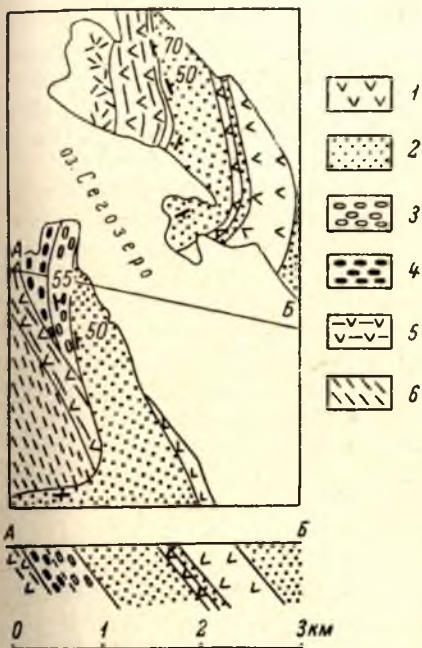


Рис. 32. Схема геологического строения участка о-ва Сондалы (оз. Сегозеро).

Ятулий: 1 — диабазы, 2 — песчаники, кварциты; сумий—сарнилий: 3 — гранитные конгломераты, 4 — полимиктовые конгломераты и брекчии, 5 — эффузивные диабазы; 6 — полосчатые и филлитовидные сланцы.

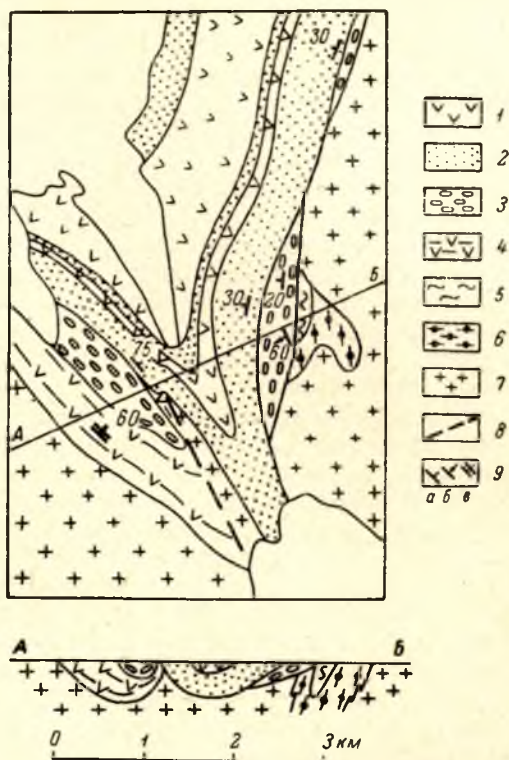


Рис. 33. Схема геологического строения участка дер. Карельская Масельга.

Ятулий: 1 — диабазы, 2 — гравелиты, песчаники, кварцито-песчаники; сумий—сарнилий: 3 — конгломераты и брекчии, 4 — эффузивные диабазы; 5 — серпентиниты, тальк-хлоритовые сланцы; 6 — амфиболиты; 7 — гранитоиды; 8 — разлом; 9 — элементы залегания слоистости (а), сланцеватости (б) и пластовой отдельности. (в).

падным крылом. Северо-восточное крыло срезано разломом. В осевой части синклинали располагаются валунные, преимущественно гранитные, конгломераты, подстилаемые эффузивной толщей сумийских диабазов, состоящей из нескольких лавовых потоков. Мощность последней, по-видимому, быстро убывает в северо-восточном направлении. Восточнее дер. Карельская Масельга рассматриваемые образования представлены лишь конгломерато-брекчиями и конгломератами мощностью 15—20 м в основном гранитного состава, которые несогласно залегают на размытой поверхности сложодислоцированных тальк-хлоритовых сланцев, серпентинитов, амфиболитов и гранитов нижнего протерозоя. Конгломераты и конгломерато-брекчии залегают полого ( $10-20^\circ$ ) и с размывом (и корой выветривания) в основании перекрываются гравелитами и пес-



чаниками ятулия. Выступающие из-под ятулийского покрова части сумийско-сариолийских структур в северном направлении скрываются под породами южного крыла Сегозерской мульды, а в южном — замыкаются в районе оз. Остёр.

Таким образом, в строении данного участка отчетливо наблюдается несогласное залегание ятулийских, сумийско-сариолийских и более древних образований. Отложения селецкого типа, развитые на востоке участка, отделяются от отложений кумсинского типа на западе разломом северо-западного простирания. Подвижки вдоль его плоскости проявились в милонитизации прилегающих сумийско-сариолийских пород.

Закономерность распространения типов разреза, отмеченная при характеристике Кумсинской и Пальеозерской структур, свойственна и Хожозерской структуре. Так, селецкий тип разреза наблюдается восточнее дер. Карельская Масельга и юго-западнее оз. Сегозеро (на побережье оз. Селецкого, хотя это уже не Хожозерская структура). Близок к нему разрез юго-западной окраины участка оз. Хожозеро. В промежутке между ними располагаются отложения, тяготеющие к кумсинскому типу. Таким образом, полоса сплошного развития лав должна, сужаясь, прослеживаться через оз. Сегозеро на северо-запад.

**Мелкие структуры.** В области развития линейных структур помимо рассмотренных выше в качестве типоморфных наблюдается ряд более мелких сумийско-сариолийских построек. Рассмотрим основные особенности их строения.

Большозерская структура, соответствующая крайнему северо-западному продолжению юго-западной границы вышеуказанной полосы, расположена в Западной Карелии, юго-западнее оз. Большозеро. По данным М. М. Стенаря (1960), это брахиморфная синклинальная структура со сложным внутренним строением, вытянутая в субширотном направлении на 17 км при поперечнике до 8 км. Северо-западное и северо-восточное крылья структуры сложены эффузивными диабазам, отчетливо расчленяющимися на отдельные покровы. При этом наблюдается характерная для всех областей развития сумийско-сариолийских образований смена потоков с миндалекаменными текстурами в кровле потоками с лавобрекчиевой кровлей, переходящей в туфобрекчии и туфоконгломераты в верхней части разреза эффузивов. Вдоль южного крыла структуры отмечаются элювиальные гранитные брекчии, гранитные конгломераты и туфобрекчии, связанные между собой постепенными переходами. Все упомянутые породы несогласно залегают на мигматитах, гранитоидах и супракrustальных образованиях лопня. В центральной части структуры в ядре синклинали располагаются сложнодислоцированные ритмичнослойные туфосланцы. Общая мощность эффузивов, по-видимому, достигает 300—400 м, а обломочной части разреза — 700—900 м.

Своим строением Большозерская структура удивительно похожа на сумийско-сариолийскую синклиналь в районе оз. Салваламби, севернее дер. Святнаволок. Для этих структур свойственны следующие общие черты разреза и строения. Основные породы в этих структурах присутствуют только в одном крыле, где они в своей кровле переслаиваются с пирокластическими и пирокласто-осадочными образованиями. В другом крыле развиты обломочные породы с примесью пирокластиков, которые местами подстилаются кислыми эффузивами. Крайняя фациальная пестрота обломочных отложений обусловлена их невыдержанностью, переслаиванием и взаимопереходами. Наконец, в обоих случаях центральные части структур заняты сложнодислоцированными тонко-ритмичнослойными алевро-пелитовыми туфогенными осадками. Приведенные данные удостоверяют принадлежность отложений, развитых в пределах Большозерской структуры, к селецкому (южная часть) и кумсинскому ти-

пам разреза сумийско-сариольского вулканогенно-осадочного комплекса. Если считать, что Большозерская структура продолжает линию раздела между селецким и кумсинским типами разреза, то следует отметить ее полное соответствие таковой в районе озер Сегозеро и Пальеозеро: отложения селецкого типа с юго-запада, кумсинского — с северо-востока.

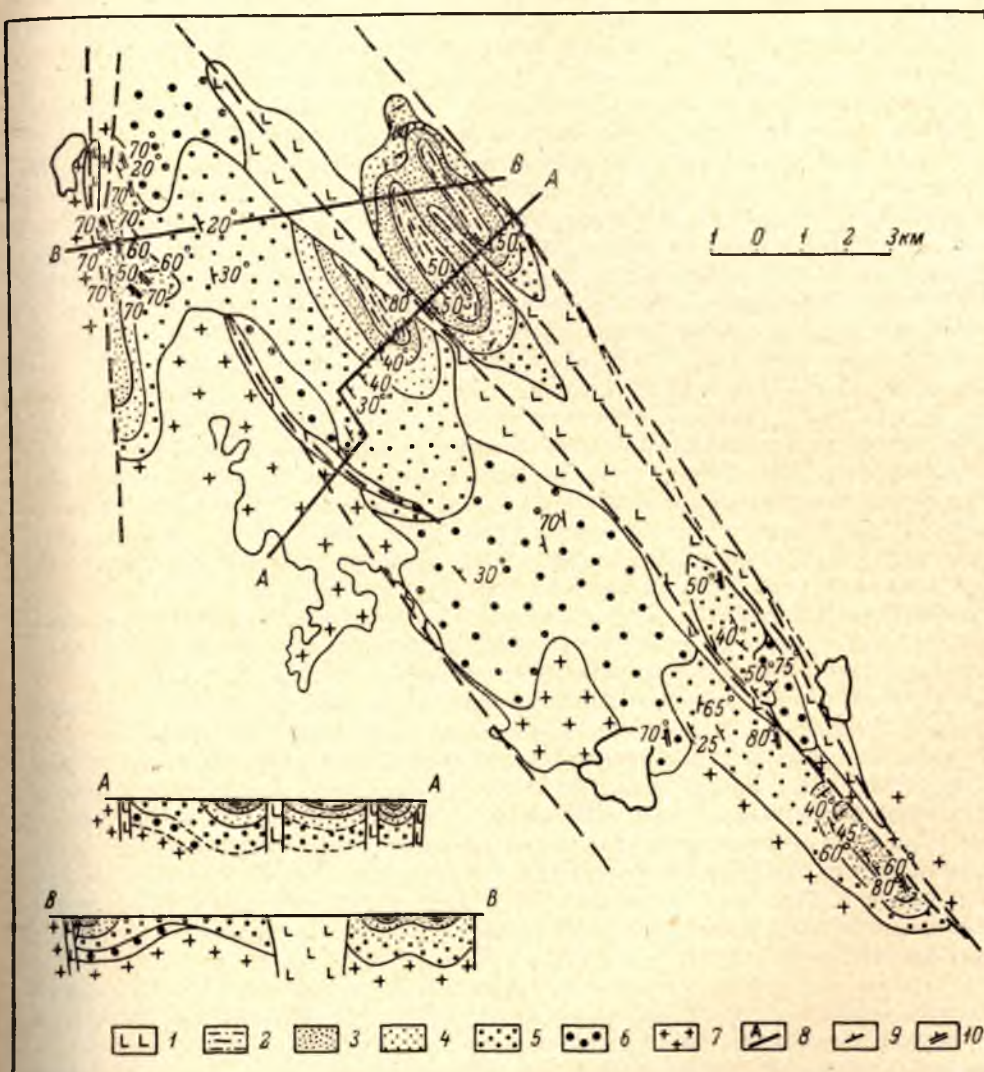


Рис. 34. Схема геологического строения района оз. Лубоярви.

Ятулий: 1 — габбро-диабазы, 2 — алевролиты и песчаники, 3 — кварциты, 4 — песчаники, 5 — гравелиты, песчаники, алевролиты; 6 — полимиктовые и гранитные конгломераты сариолия; 7 — гранитоиды; 8 — линии разрезов; 9 — элементы залегания слоистости; 10 — элементы залегания сланцеватости.

Суккозерская группа синклинальных структур соответствует юго-восточной части цепочки синклиналей, прослеживающихся параллельно Пальеозерско-Большозерской цепи от оз. Пенинга до оз. Аконъярви. Здесь известно несколько синклинальных структур общей протяженностью до 70 км в северо-западном направлении. В строении их принимают участие эффузивные диабазы и толщи вулканогенно-осадочных обломочных пород, однако недостаточная изученность района не позво-



ляет рассмотреть их строение детально. Известно, что в районе западного побережья оз. Арянукс расположена асимметричная синклиналь с конгломератовым юго-западным и диабазовым северо-восточным крыльями. В районе озер Музозеро и Воттомукс сумийско-сариолийские отложения образуют структуру северо-западного простиранья, в строении которой принимают участие диабазы, миндалекаменные диабазы, лавобрекчии, туфобрекчии и полимиктовые конгломераты. Южнее и юго-западнее оз. Музозеро развиты полимиктовые слоистые конгломераты и брекчии, залегающие предположительно на породах гимольской серии и гранитоидах. Таким образом, здесь наблюдается селецкий тип разреза, тогда как ранее упомянутые отложения тяготеют к кумсинскому типу.

Северо-западнее пос. Суккозеро и вблизи ст. Пенинга отмечаются небольшие сумийско-сариолийские структуры с асимметричным строением. В юго-западном крыле их конгломераты залегают непосредственно на поверхности досумийских пород, а в северо-восточном — подстилаются диабазовыми вулканитами. Следовательно, юго-западные части этих структур отвечают области развития селецкого типа разреза и вместе с суккозерскими структурами позволяют определить положение разлома, по которому западный блок был поднят, а восточный опущен во время накопления соответствующих толщ.

В области линейных структур особое положение занимает Лубоярвинская мульда, которая сложена исключительно образованиями с селецким типом разреза. Она расположена в центральной части Западной Карелии на северо-восточном побережье оз. Лубоярви. Структура протягивается на 25 км в северо-западном направлении при максимальной ширине 8 км. В ее строении (рис. 34) принимают участие ятулийские песчаники и кварциты, слагающие две группы сообщающихся брахисинклиналей (порядка  $7 \times 1.5$  км) северо-западного простиранья, сочленяющихся длинными сторонами с образованием широких сильно ундулирующих прогибов северо-восточного простиранья.

Сумийско-сариолийские образования, представленные здесь толщей преимущественно гранитных конгломератов мощностью свыше 100 м с редкими песчанистыми прослоями, образуют мульдообразную структуру северо-западного простиранья, частично скрытую под ятулийскими брахискладками. Сумийско-сариолийская мульда сформирована, по-видимому, из ряда асимметричных брахисинклиналей север-северо-западного простиранья, кулисообразно сочленяющихся друг с другом. Восточные крылья их круче ( $70^\circ$ ), чем западные ( $30^\circ$ ). Вся структура разбита системой северо-западных разломов, по которым произошло внедрение интрузий габбро-диабазов.

В данной структуре четко устанавливаются различия структурного плана сумийско-сариолийских и ятулийских отложений. Простиранье мульдообразного прогиба сумийско-сариолийских образований северо-западное, тогда как структуры того же порядка, образованные отложениями ятулии, имеют северо-восточное простиранье. Отдельные брахискладки ятулийских пород ориентированы на северо-запад, а сариолийских — на север-северо-запад.

Лубоярвинская мульда представляет собой характерный пример широкого распространения отложений селецкого типа, который, однако, ассоциирует здесь не с линейной, а мульдообразной синклиналью.

За пределами данной области известна лишь одна Панаярвинская приразломная линейная синклиналь, в строении которой принимают участие сумийско-сариолийские отложения. Ее строение недостаточно изучено. Однако известно, что здесь широко развиты переслаивающиеся гранитные конгломераты, основные и кислые эффузивы, вулканические брекчии и полимиктовые конгломераты.

Панаярвинская структура расположена на северном и южном берегах оз. Панаярви в Северной Карелии, где она протягивается от восточного конца озера на запад на 30 км, постепенно расширяясь до 12 км. Судя по разрезу, здесь развит кумсинский тип отложений, отличающийся от стратотипа только масштабами переслаивания и повышенным количеством кислых эффузивов. Северное крыло синклинальной структуры района оз. Панаярви осложнено брахиантиклинальными выступами гнейсогранитов в районе гор Раакунтурпи и Мянтьунтурпи. Вдоль осевой части структуры проходит разлом, соответствующий положению оз. Панаярви. Непосредственно на побережье встречаются участки развития ятулийских пород, тяготеющие к западной части структуры. Вся структура осложнена, кроме того, системой субширотных разломов, вдоль которых расположены тела габбро-диабазов и альбититов.

В районе р. Оланги (южный край восточного окончания структуры) полимиктовые и гранитные конгломераты залегают на микроклиновых гранитах — это селецкий тип разреза, соответствующий, как и в Центральной Карелии, приподнятым в соответствующее время участкам территории.

### Синклинории

**Шомбозерско-Гайкольский синклинорий.** Эта структура занимает обширную площадь от дер. Саповаара и р. Кемь на юге до озер Шомбозеро и Талвиярви на севере, простираясь в северо-западном направлении более чем на 80 км при максимальной ширине до 35 км. В строении синклинория принимают участие диабазовые эффузивы (мощность до 700 м) и песчано-сланцевые породы (мощность до 300—350 м) гайкольского типа разреза сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса. Значительно менее развиты ятулийские отложения, образующие ряд узких сжатых линейных синклиналей длиной до 12 км в восточной части структуры. Там же отмечено несколько тел кварцевых кератофинов.

В центральной части синклинорий делится антиклинальным выступом гранитоидов на две неравные ветви, более широкая из которых замыкается в районе оз. Талвиярви, а более узкая прослеживается к северо-западу от оз. Шомбозеро. В восточной, Шомбозерской ветви структуры развиты сжатые крутые складки северо-западного простирания. Здесь же в узких синклиналях сосредоточены ятулийские кварцито-песчаники. Западная Гайкольская ветвь структуры, напротив, сложена пологозалегающими (30—40°) покровами диабазов и псаммито-алевритовыми породами. Здесь развита система брахморфных складок северо-западного простирания.

**Летнеозерский синклинорий.** Летнеозерская структура располагается в непосредственной близости от края Беломорского массива и занимает район, имеющий очертания ромба, вершины которого располагаются в окрестностях озер Вермас, Воингозеро, Маслозеро и южнее оз. Шуезеро. Центральная часть структуры занята ятулийскими породами, а обнажающиеся по периферии сумийско-сариолийские образования представлены диабазовыми эффузивами, вулканическими брекчиями, эффузивными (частью интрузивными) кварцевыми порфирами, кератофирами и полимиктовыми конгломератами. Последние особенно широко развиты в районе от оз. Машозеро до озер Косое и Ватулма, где они переслаиваются с вулканическими брекчиями и диабазами, образуя толщу мощностью до 800 м (Негруда, 1971а, б). В остальных участках конгломераты развиты спорадически и эффузивы составляют почти весь разрез, достигающий на западе мощности 1000 м, а в восточной и северо-восточной частях структуры — 1500 м.



Залегание сумийско-сарнилийских и ятулийских образований в среднем близко к согласному: те и другие падают к центру структуры под углами 30—60°. Степень несогласия возрастает по мере удаления от Беломорского массива. В юго-западной части структуры наблюдается резко несогласное пересечение полосы эффузивов ятулийской синклиналию в районе озер Кевятозеро—Воингозеро, а также несогласное налегание ятулийских пород на различные части разреза сумийско-сарнилийских образований, обнажающихся в Косозерско-Машезерском антиклинальном выступе доятулийского основания. В южной части этого выступа толща основных и кислых вулканитов выклинивается, так что конгломераты залегают на поверхности архейско-нижнепротерозойских гранитоидов. Таким образом, здесь развит селецкий тип разреза вулканогенно-осадочного комплекса, указывающий на наличие местного горстового поднятия. Севернее к нему примыкает зона развития отложений кумсинского типа разреза. Отсутствие верхней части разреза в остальных пунктах структуры не дает возможности точно определить фациально-генетическую принадлежность развитых здесь отложений. Однако отсутствие переслаивания эффузивов с брекчиями и конгломератами косвенно указывает на гайкольский тип разреза.

**Другие синклинозные структуры.** Структуры синклинозного типа в Северо-Карельской, Центрально-Карельской и Восточно-Карельской областях в целом очень сходны с рассмотренными. Некоторые их особенности и отличия приведены ниже.

Компаковский синклинорий непосредственно примыкает с юго-запада к Летнеозерскому и на севере соединяется с Шомбозерско-Гайкольским синклинорием через Шоба-Саповарскую синклиналь. На юг он простирается до шоссе Кочкома—Реболы, а краевая синклиналь — на юго-восток до оз. Онигма. Общая длина синклинория достигает 70 км, максимальная ширина в районе оз. Тунгудского — 25—30 км. Сумийско-сарнилийские отложения здесь изучены слабо. Наиболее широко развиты эффузивные диабазы, среди которых наблюдаются отдельные мелкие (до 1 км длиной) участки развития полимиктовых конгломератов в ядрах брахисинклиналей северо-западного простирання. От дер. Саповара через восточный берег оз. Компаковского до оз. Онигма и далее на восток-юго-восток прослеживается узкая (не более 2 км) прерывистая синклиналь, сложенная ятулийскими кварцито-песчаниками.

Синклинорий Ветреного Пояса располагается между озерами Пулозеро на северо-западе и Копозеро на юго-востоке, простираясь параллельно побережью Белого моря не менее чем на 120 км. По данным А. И. Богачева и др. (1967), сумийско-сарнилийские образования (тунгудская серия) широкой полосой прослеживаются вдоль южного склона кряжа Ветренный Пояс, где они представлены диабазами, мандельштейнами и в меньшем количестве конгломератами и метаморфизованными туффиитами. Таким образом, здесь наблюдается гайкольский тип разреза. Строение структуры из-за плохой обнаженности остается неясным, однако предполагается, что это структура типа синклинория шириной от 20—30 км на северо-западе до 50—55 км на юго-востоке. Юго-западное крыло полого падает по направлению к осевой части структуры, а северо-восточное сорвано разломом в районе сочленения с беломоридами.

Выгско-Вожминская группа синклинальных структур (синклинорий) еще менее изучена. Здесь развиты мощные толщи эффузивных диабазов, конгломераты и сланцевые туфогенные образования предположительно гайкольского типа. По геофизическим данным, известные здесь сравнительно пологие мульдообразные синклинали осложнены северо-западной системой разломов так, что их северо-восточные крылья в современном эрозионном разрезе отсутствуют.

В Северной Карелии расположена единственная синклиниорная структура — Соваярви-Куолаярвинской синклиниорий, простирающийся от района оз. Соваярви на север более чем на 100 км. При этом основная часть структуры располагается в Финляндии. В карельской ее части наблюдается сравнительно пологое ( $20-30^\circ$ ) падение пород на запад. Здесь развиты мощные толщи эффузивных диабазов, переслаивающиеся с полимиктовыми конгломератами и аркозовыми песчаниками. В поле развития зеленокаменных пород отмечаются пологие брахиморфные складки субмеридионального простирания. Вопрос о стратиграфической принадлежности развитых здесь отложений остается открытым, поэтому упоминание этой структуры в числе сумийско-сариолийских носит предположительный характер.

#### **ФАЦИАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРИОДА ФОРМИРОВАНИЯ СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА**

Ранее уже высказывалось предположение о том, что постепенные переходы по латерали выделенных типов разреза сумийско-сариолийских отложений отражают фациально-тектонические условия их образования. В частности, кумсинский тип разреза формировался, по-видимому, в условиях веерно-обломочной зоны у подножий горстовых поднятий в непосредственной близости от центров вулканизма. Именно здесь могли накапливаться мощные толщи основных (и кислых) эффузивов и грубой пирокластики, смешивающейся с продуктами разрушения (в начальных стадиях — и обрушения) склонов горстовых поднятий. Линейный характер распространения отложений кумсинского типа также подтверждает их приуроченность к областям разломов, расчленивших земную кору на систему горстов и грабен.

Селецкий тип разреза сумийско-сариолийских отложений, по-видимому, формировался во внутренних пологих депрессиях (район оз. Лубоярви) или на внешних склонах горстовых поднятий выше уровня распространения лавовых образований. В последнем случае участки его развития вытянуты вдоль разломов, контролировавших накопление толщ с кумсинским типом разреза, с которыми впоследствии они образуют единые синклиналильные структуры.

Гайкольский тип разреза, в котором не наблюдается переслаивания эффузивных и обломочных образований, а среди последних подавляющую часть составляют псаммито-пелитовые породы, очевидно, соответствует областям, удаленным от зон контрастных тектонических движений и центров вулканизма, связанных с ними.

Таким образом, типизация разрезов сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса приобретает фациально-тектоническое содержание и позволяет перейти к рассмотрению механизма формирования соответствующих толщ и их современного структурного положения.

**Области сводовых поднятий.** Установленное по распределению типов разреза расположение границ горсто-грабеновых образований в Центрально-Карельской области развития линейных структур (рис. 35) представляет собой картину, весьма характерную для областей сводовых поднятий. Действительно, здесь, как и в более молодых структурах такого типа (Cloos, 1939), устанавливается центральный грабен с наименьшей шириной в центре свода порядка 25 км, расширяющийся на юго-восток и северо-запад. Границы грабена проводятся по линейным зонам перехода между селецким и кумсинским типами отложений. Юго-западная граница проходит от оз. Пальеозеро на северо-запад (западнее озер Сегозеро и Елм-



озеро) и далее на оз. Большозеро. Северо-восточная граница идет вдоль р. Кумсы на дер. Карельская Масельга и затем на оз. Косозеро. Внутри центрального грабена развиты отложения, приближающиеся к кумсин-

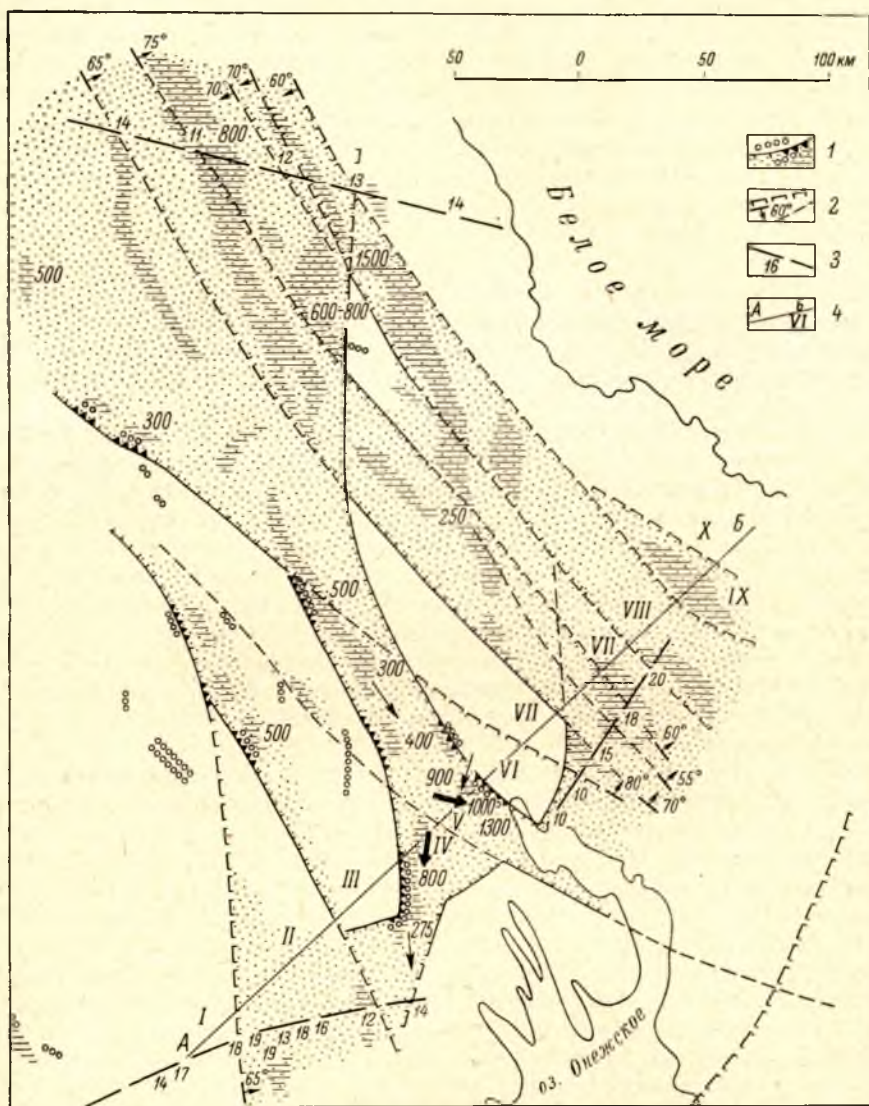


Рис. 35. Фациально-тектоническая схема формирования сумийско-сарийского вулканогенно-осадочного комплекса на территории Центральной Карелии.

1 — установленное и предполагаемое положение горстовых склонов (треугольные зубцы); установленные участки залегания конгломератов и брекчий на породах основания (кружки); современные (горизонтальные штрихи) и предполагаемые (точки) области распространения эффузивных образований; 2 — глубинные (а) и прочие (б) разломы с элементами залегания поверхности сместителя; 3 — положение профилей ГСЗ: цифры — глубина залегания базальтового слоя (в км); 4 — положение профиля через Центрально-Карельское сводовое поднятие (рис. 36); I—X — номера блоков земной коры вдоль профиля.

скому типу, которые в северном направлении переходят в образования гайкольского типа.

Северо-восточное и юго-западное крылья сводового поднятия разбиты системой глубинных разломов на блоки, поверхность которых наклонена так, что наиболее погружены удаленные от центрального грабена части.

Например, по разлому, установленному в Суккозерско-Пенингской группе структур (разделяет блоки II и III на рис. 35), северо-восточный край блока II был поднят, а прилегающая с северо-востока часть блока III опущена так, что образовался асимметричный грабен в виде ступени, обращенной крутым склоном на северо-восток. Эти выводы подтверждаются распределением типов разреза сумийско-сарнилийских образований, так как в грабене развиты толщи с разрезом кумсинского типа, тогда как на крутом склоне горста (блок II) и его поверхности (район оз. Лу-боярви) развиты отложения селецкого типа.

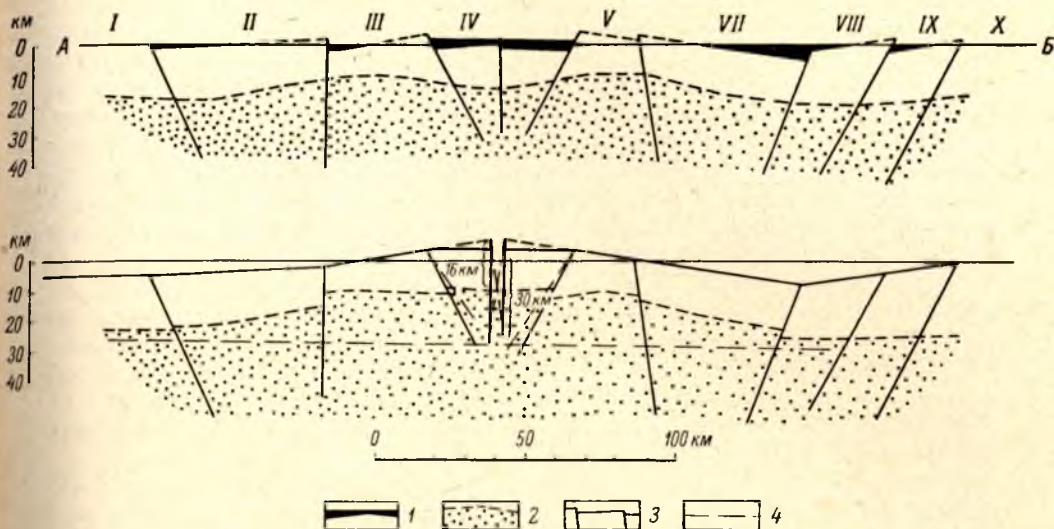


Рис. 36. Схематический профиль Центрально-Карельского сводового поднятия.

А—Б — положение профиля на рис. 35; I—X — номера блоков вдоль профиля; 1 — сумийско-сарнилийские образования; 2 — поверхность базальтового слоя; 3 — контуры блоков земной коры; 4 — минимальная глубина слоя, не вовлекаемого в поднятие (Cloos, 1939).

Наличие сводового поднятия на территории Центральной Карелии во время формирования отложений сумийско-сарнилийского вулканогенно-осадочного комплекса подтверждается палеодинамическими данными. В частности, установленные по наблюдениям над соответствующими текстурами направления течения лав и перемещения обломочного материала в юго-восточной части центрального грабена согласуются с расположением центра сводового поднятия.

Морфология Центрально-Карельского сводового поднятия значительно детализируется геофизическими данными. Глубинное сейсмическое зондирование по профилям Кемь—Ухта и Сортавала—Суоярви-Спасская Губа—Повенец—р. Вожма (Литвиненко, 1968) позволяет оценить элементы залегания плоскостей глубинных разломов, расчленяющих сводовое поднятие на отдельные блоки земной коры. Эти данные положены в основу профиля (рис. 36) через южную часть поднятия. Положение верхней границы блоков определялось в зависимости от типов разреза и мощностей лавовых и обломочных образований сумийско-сарнилийского комплекса в соответствующих участках. Иначе говоря, величина смещения блоков по разломам и их наклон приравнявались к величине, минимально необходимой для обеспечения наблюдающегося выклинивания эффузивов и накопления толщ обломочных пород — продуктов разрушения поднятых частей блоков.



На полученном профиле (рис. 36, *вверху*) отчетливо видно строение центрального грабена и ступенеобразные грабены, расположенные на крыльях свода. Все опущенные участки соответствуют областям накопления эффузивов, поднятые — конгломератам селецкого типа, а приразломные зоны — переслаиванию вулканических и терригенных пород.

Если попытаться «сдвинуть» все блоки в первоначальное положение (рис. 36, *внизу*), то можно получить представление о характере сводового поднятия и оценить величину растяжения земной коры. Последняя используется для оценки минимальной глубины слоя, не вовлекаемого в поднятие (Cloos, 1939). Эта величина для Центрально-Карельского сводового поднятия составляет 30 км. С другой стороны, если бы при образовании свода земная кора деформировалась с образованием лишь одного центрального разрыва, то сближающиеся книзу края этого разрыва должны были бы сомкнуться на глубине 16 км. Таким образом, толщина жесткой земной коры в сумийско-сарнилийское время заключена между величинами 16—30 км. Учитывая необходимость перемещения материала между глубиной 30 км и подошвой жесткой коры для образования поднятия, можно сделать вывод о том, что толщина ее была ближе к минимальной величине и, вероятно, может оцениваться в 20 км, что примерно вдвое меньше, чем в настоящее время.

Приведенные данные и построения убеждают в реальности существования Центрально-Карельского сводового поднятия, объясняющего особенности формирования структур сумийско-сарнилийского вулканогенно-осадочного комплекса. Очевидно, что распределение типов отложений по латерали, конседиментационный и постседиментационный этапы их деформации контролировались системой глубинных разломов, связанных с заложением и развитием сводового поднятия.

Центрально-Карельское сводовое поднятие, по-видимому, не было единственным в Карелии в сумийско-сарнилийское время. Во всяком случае оно никак не объясняет существование линейной приразломной Панаярвинской синклинали и отложений с кумсинским типом разреза как в этой структуре, так и в восточной части Соваярви-Куолаярвинского синклинали. Видимо, в этой области надо предполагать существование Северо-Карельского сводового поднятия, примыкающего непосредственно к области развития беломорид. Глубокий эрозионный срез этого поднятия вполне объясняет отсутствие на большей его части сумийско-сарнилийских структур.

**Области прогибов.** В районировании современных морфологических типов сумийско-сарнилийских структур отмечалось, что крупные синклинали с преобладающим гайкольским типом разреза концентрируются в три географически разобщенные группы: Северо-Карельскую, Центрально-Карельскую и Восточно-Карельскую. Учитывая, что накопление толщ с гайкольским типом разреза происходило в областях, удаленных от районов контрастных тектонических движений и центров активного вулканизма, а также принимая во внимание расположение перечисленных групп по отношению к разделяющим их областям сводовых поднятий, естественно сделать вывод, что по условиям образования они отвечают областям межсводовых прогибов. При этом Северно-Карельский прогиб представлен Соваярви-Куолаярвинским синклиналием. Центрально-Карельскому прогибу соответствуют Шомбозерско-Гайкольский, Компаковский и Летнеозерский синклиналии, а Восточно-Карельскому — синклиналии Ветреного Пояса и Выгско-Вожминского района. Разумеется, такая интерпретация имеющихся данных не исключает большой роли разрывных нарушений и в этих зонах, однако она вполне объясняет как фациально-тектоническую обстановку формирования развитых здесь отложений, так и присущие им современные формы тектонических построек.

Таким образом, крупными элементами, определяющими тектоническое строение большей части территории Карелии в сумийско-сарнилийский период, были сводовые поднятия и межсводовые прогибы. В пределах сводовых поднятий накапливались толщи селецкого и кумсинского типа, впоследствии деформированные и сохранившиеся в линейных синклинальных структурах часто приразломного типа. В межсводовых прогибах формировались отложения с гайкольским типом разреза и пологоскладчатые широкие структуры синклиниорного типа.

Совокупность сводовых поднятий и прогибов в сумийско-сарнилийское время образует Карельскую зону активизации древнего фундамента. Эта зона (рис. 27) ограничена с северо-востока Беломорским, а с юго-запада — Восточно-Финляндским блоками земной коры.

В пределах Беломорского блока сумийско-сарнилийские образования на современном эрозионном срезе отсутствуют. Однако рост мощностей сумийско-сарнилийских отложений по направлению к границам блока указывает на вероятное погруженное состояние беломорид, по крайней мере юго-западной части блока, во время накопления сумийско-сарнилийских толщ. Аналогичный вывод косвенно вытекает из общей асимметрии строения Карельской зоны активизации, в северо-восточной части которой преобладают прогибы, а в юго-западной — сводовые поднятия. Это отнюдь не означает, что существование Беломорского блока ставится под сомнение. Напротив, есть все основания утверждать, что в рассматриваемый период Беломорский блок выступал как единый крупный консолидированный структурный элемент земной коры.

Границы Восточно-Финляндского блока в значительной степени гипотетические и требуют дальнейшей детализации. Выделение его в разряд крупнейших структурных элементов региона опирается на предположение о несколько приподнятом положении этой области в сумийско-сарнилийское время (экстраполяция асимметрии Карельской зоны активизации на юго-запад), а также на широкое развитие ритмичнослоистых туфогенных толщ, связанных с конгломератами и эффузивами в Финляндии. Возможно, в этой области существует и новый тип разреза сумийско-сарнилийских образований, идеализированной сущностью которого является подавляющая роль ритмичнослоистых флишoidных осадков. С другой стороны, нет гарантии, что Восточно-Финляндский блок для сумийско-сарнилийского времени при ближайшем рассмотрении не распадется на систему сводовых поднятий типа Центрально-Карельского, но с меньшей контрастностью тектонических движений. Все это, однако, относится к разряду предположений, требующих проверки.

**Последовательность тектонического развития.** Роль глубинных разломов и сводовых поднятий в распределении фациально-генетических типов разреза сумийско-сарнилийского вулканогенно-осадочного комплекса и в формировании соответствующих структур показывает, что сумийско-сарнилийская история на большей части территории Карелии началась в условиях консолидированной и значительно выравненной территории. Если бы это было не так, то распределение типов разреза контролировалось бы не разломами, а горными цепями, возникшими при инверсии нижнепротерозойской геосинклинали. Это положение в значительной степени определяет последующую историю тектонического развития региона в сумийско-сарнилийское время, которая естественно распадается на конседиментационный и постседиментационный этапы.

Конседиментационный этап тектонического развития начался с заложения глубинных разломов в соответствии с определившейся тенденцией к поднятию Центрально-Карельского и Северо-Карельского сводов и прогибанию разделяющих их областей. Вслед за образованием системы разломов начались излияния лав. При этом в области Центрально-Ка-



рельского сводового поднятия первыми излились на поверхность кислые лавы, давшие начало современным телам кварцевых порфиров и кератофиров, сосредоточенных в непосредственной близости от зон разломов. Первые порции лав основного (и кислого) состава, вероятно, захватывали обширные пространства, но поднятие горстов вскоре привело к локализации накопления их только в ступенеобразных боковых и центральных грабенах, а также в межсводовых прогибах. Дальнейшее развитие сводовых поднятий и одновременная эволюция химизма лав к андезитобазальтовому составу обусловили, с одной стороны, усиление денудации горстовых поднятий и образование массы обломочного материала у их

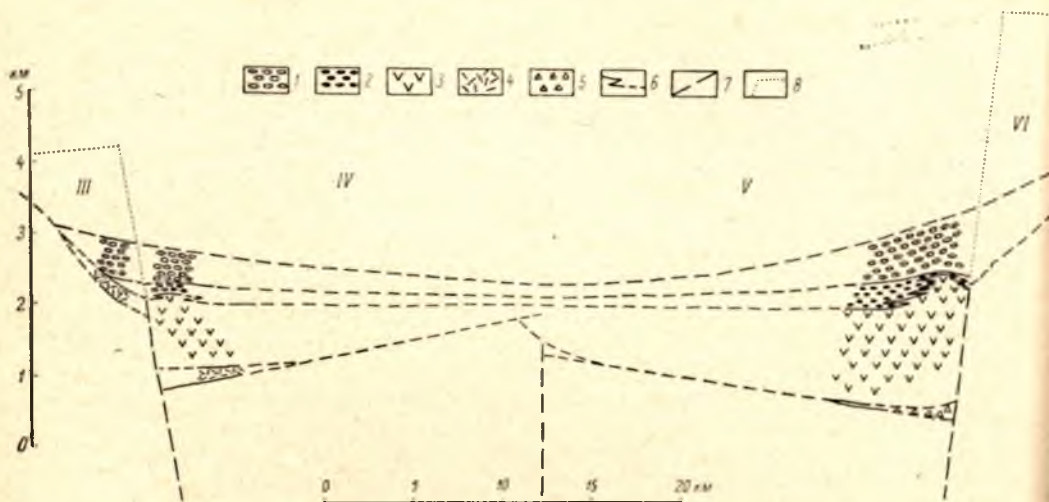


Рис. 37. Схема развития южной части центрального грабена Центрально-Карельского сводового поднятия.

III—VI — номера блоков земной коры на профиле через южную часть Центрально-Карельского сводового поднятия (рис. 36). 1 — гранитные конгломераты и брекчии; 2 — полимиктовые конгломераты и брекчии; 3 — эффузивные диабазы; 4 — кварцевые порфиры; 5 — элювиальная гранитная брекчия; 6 — установленные и предполагаемые геологические контакты; 7 — глубинные разломы; 8 — предполагаемое поднятие блоков (в случае отсутствия эрозии).

подножий, а с другой — привели к локализации центров вулканизма и смене спокойных излияний лав интенсивной эксплозивной деятельностью. При этом в районах горстовых подножий накапливались сложно построенные толщи переслаивающихся лавовых, пирокластических, терригенных и смешанных образований. Характерные особенности накопления таких толщ, соответствующих кумсинскому типу разреза, иллюстрируются схемой развития южной части центрального грабена Центрально-Карельского сводового поднятия (рис. 37).

В основе построения этой схемы лежат данные о составе развитых здесь сумийско-сарполийских отложений, их внутренних соотношениях и мощностях, а также геолого-геофизические данные о размещении и залегании плоскостей глубинных разломов (рис. 36). В частности, на блоках III и IV (рис. 37) изображенное строение соответствует району дер. Святнаволок, а на блоках V и VI — поперечному разрезу Кумсинской структуры в районе пос. Падун (рис. 29). Предполагаемая величина поднятия блоков III и VI прямо пропорциональна объему обломочных образований в указанных районах.

Приведенная схема (рис. 37) дает представление о механизме конседиментационного образования пологих асимметрично построенных флексуроподобных синклиналей с частичным обрывом крыла, лежащего на

поднятом блоке. Аналогично формировались асимметричные флексуроподобные конседиментационные синклинали в ступенеобразных боковых грабенах.

Таким образом, в конседиментационный этап развития региона на территории сводовых поднятий в грабенах происходило накопление толщ сумийско-сариолийских образований кумсинского типа, которые на склонах грабенов постепенно сменялись обломочными породами селецкого типа разреза. На поднятых частях горстов в пологих внутренних депрессиях также формировались толщи песчано-конгломератового состава селецкого типа. В это же время в областях межсводовых прогибов в условиях выравненного рельефа, сравнительно спокойного вулканизма и мало-контрастных блоковых движений накапливались толщи диабазов и туфогенных псаммито-пелитовых пород (гайкольский тип разреза). Заключительные (из известных по их продуктам) стадии сумийско-сариолийской седиментации состояли в накоплении толщ гранитных конгломератов в пределах сводовых поднятий и синхронных им ленточно-слоистых тонкообломочных осадков в областях прогибов.

Итогом конседиментационного этапа развития является образование пологих флексуроподобных синклиналей, вытянутых вдоль зон глубинных разломов в областях сводовых поднятий, и крупных пологих мульд в межсводовых прогибах.

Как в конседиментационном, так и в постседиментационном этапе тектонического развития главную роль играли подыжки по системе глубинных разломов. После затухания вулканизма и нивелирования возвышающихся частей горстовых поднятий движения обратного знака по той же самой системе глубинных разломов привели к преобразованию флексуроподобных синклиналей в зонах развития кумсинского типа разреза. Так сформировались узкие протяженные синклинали, одно крыло которых сложено эффузивами и конгломератами, а другое — только конгломератами (Святнаволоцкая сумийско-сариолийская синклиналь). Последующее возобновление движений по разлому могло привести к срезанию одного из крыльев и образованию приразломной синклинальной структуры типа Кумсинской. В остальных пунктах, как на месте сводовых поднятий, так и прогибов, менее контрастные мелкоблоковые движения привели к пологой складчатости и образованию систем брахискладок, осложняющих конседиментационные формы отложений в грабенах и межсводовых прогибах. Предъятулийское выравнивание и процессы выветривания прерывистоскладчатых сумийско-сариолийских образований, а также ятулийские и постятулийские дислокации довершили формирование современного структурного плана сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса, представленного системой синклинальных структур общего северо-западного простирания, осложненных пологими складками северо-восточного направления и разломами.

Вся совокупность данных по строению и морфологии сумийско-сариолийских структур в Карелии свидетельствует, что они формировались в условиях тектонической активизации консолидированного нижнепротерозойского фундамента и представляют переход к новому этапу развития региона, в период которого определяющую роль играли блоковые движения земной коры.

#### **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УНАСЛЕДОВАННЫХ ПРОГИБОВ СЕВЕРО-ЛАДОЖСКОЙ И СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОН**

Фациальный состав суперкрустальных образований нижнего протерозоя, по стратиграфической шкале относимых к сумию, в пределах Северо-Ладужской зоны и восточной части Северо-Карельской зоны резко отли-



чается от сумийско-сарнилийского комплекса своим терригенным флишоподным типом. Эти отложения, кроме того, претерпели повсеместный и интенсивный региональный метаморфизм, частично мигматизированы и гранитизированы, секутся многочисленными интрузиями от ультраосновного до кислого состава и сложно дислоцированы в течение нескольких последовательных фаз складчатости и деформации пород. В литературе они давно рассматриваются как образования краевых (многоосипклинальных) прогибов карельской геосинклинали, где интенсивное осадконакопление без заметных перерывов и смены тектонического режима шло в течение всего нижнего протерозоя, а интенсивная складчатость, сопровождаемая восходящими движениями, проявилась только на границе нижнего и среднего протерозоя. Поэтому они условно отнесены к унаследованным прогибам.

## Северо-Ладжская зона

Многочисленные исследования по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и тектоническому строению Северо-Ладжской зоны обобщены в целом ряде работ советских и финских геологов (Вярюнен, 1959; Вологовская, 1948; Кратц, 1963; Негруца, 1967; Перевозчикова, 1957; Предовский, Петров 1964; Предовский и др., 1967; Перекалина, 1948, 1953, 1962; Полканов, Герлинг, 1961; Саранчина, 1948, 1949, 1966; Судовиков, 1954; Харитонов, 1966; Харитонов, 1971; Eskola, 1925, 1948, 1949; Hackman, 1933; Hausen, 1930; Sederholm, 1930). Геологические образования, развитые в пределах зоны, отчетливо подразделяются на три комплекса. К наиболее древнему относятся гранито-гнейсы, образующие цепочку куполов среди суперкрупных образований следующего комплекса, который в свою очередь подразделяется на две серии отложений. Нижняя, сортавальская серия, называемая также некоторыми авторами питкьянтской свитой, сложена метаморфизованными основными вулканитами, венчающимися графитистыми сланцами и карбонатными породами. Верхняя, ладожская серия сложена мощной толщей слюдистых филлитовидных сланцев. Она отделена от сортавальской серии перерывом в осадконакоплении и в основании разреза имеет базальные образования. Мощные постладожские тектонические движения замаскировали характер взаимоотношений этих серий, и их залегание в целом представляется согласным. Верхний комплекс представлен слабодислоцированными ятулийскими кварцито-песчаликами, развитыми по северному берегу оз. Малое Янисъярви, вдоль контакта ладожской серии с гранито-гнейсовой областью Западной Карелии.

Хотя по стратиграфической шкале породы ладожской и сортавальской серий относятся к нижнему протерозою, многие исследователи (Вярюнен, 1959; Харитонов, 1966; Судовиков и др., 1970) считают, что они (или только ладожская серия) являются среднепротерозойскими и залегают стратиграфически выше ятулийских кварцито-песчаников оз. Малое Янисъярви. Расхождение в выводах о возрасте ладожской и сортавальской серии обусловлено различной интерпретацией следующих основных фактов.

1. Ладожская формация налегает на ятулийские толщи, имея в основании базальные образования (конгломераты, гравелиты, кварциты). Это налегание рассматривается либо как нормальное стратиграфическое, либо как тектоническое с надвигом ладожской формации на средний и верхний ятулий.

2. Ладожская формация в нормальном стратиграфическом залегании налегает на гнейсо-граниты и породы нижележащей сортавальской серии.

имея в основании горизонт полимиктовых конгломератов и песчаников (пос. Рускеала, оз. Тохмаярви). Базальные кварциты отмечены и в разрезе сортавальской серии. Эти подладожские или подсортавальские базальные образования рассматриваются одними исследователями как сариольские, тогда как другие выделяют разновозрастные группы базальных образований и не коррелируют подладожские или подсортавальские конгломераты с подъятулийскими.

3. Все определения возраста пород различными методами в ладожской формации оказываются не древнее 1900—1950 млн лет, т. е. среднепротерозойскими по принятой в настоящее время нижней возрастной границе последнего. Эти цифры интерпретируются как примерно совпадающие с возрастом осадконакопления либо как отвечающие времени регионального метаморфизма, значительно оторванного от времени осадконакопления.

Нужно заметить, что «среднепротерозойский» возраст, колеблющийся в интервале 1800—1600 млн лет, вообще свойствен области селецкой складчатости, где радиологический возраст оказывается как бы независимым от наблюдаемых геологических взаимоотношений разновозрастных толщ. Так, в Северной Карелии в Кукасозерско-Тикшозерской зоне нижнего протерозоя, несмотря на развитие двух серий отложений, разделенных несогласием, и наличие здесь сложной истории тектонических движений и метаморфизма (см. ниже), значения абсолютного возраста в различных (по возрасту, фациальной принадлежности и составу пород) парагенезисах составляют 1700—1800 млн лет (Геохронологические рубежи..., 1972), хотя геологически эти породы относятся к нижнему протерозою (Кратц, 1963).

**Тектоническое районирование.** Внутреннее строение Северо-Ладжской зоны, последовательность формирования тектонических структур и взаимоотношения деформации, метаморфизма и магматизма в течение ряда лет изучались сотрудниками ИГГД АН СССР и Института земной коры ЛГУ. Наиболее существенные в интересующем нас аспекте результаты обобщены в сводной монографии Н. Г. Судовикова и др. (1970) и в работе А. Л. Харитонова (1971). По данным этих исследователей, Северо-Ладжская зона представляет собой сложнопостроенный инверсионный прогиб, северо-восточная часть которого ныне представляет собой Янисъярвинский синклинорий. В пределах синклинория развит наиболее полный сохранившийся разрез ладожской серии, отсутствуют явления ультраметаморфизма, степень регионального метаморфизма отвечает ставролит-альмандиновой и кордиерит-андалузитовой субфации амфиболитовой фации низких давлений. Далее к юго-западу идет зона внутренних поднятий, гнейсо-гранитных куполов, сменяемая зоной надвигов, во внутренней части которой метаморфизм достигает условий кордиерит-силлиманитовой субфации, развивается мигматизация и ультраметаморфизм ладожской и сортавальской серий.

Зона надвигов сменяется широкой зоной ультраметаморфизма, отвечающей осевой части инверсионного прогиба. К зоне ультраметаморфизма приурочены многочисленные интрузии гранитоидов, которые подразделяются на две разновозрастные серии — диорит-плагиогранитную и гранитную. Последняя представлена различными, но существенно калиевыми гранитами (Глебовицкий, 1966; Саранчина, 1966). Ультраметаморфизм предшествует и сопровождает формирование гранитоидов. Определения абсолютного возраста дают для пород диорит-плагиогранитной серии значения возраста в интервале 1900—1950 млн лет, тогда как возраст поздних гранитоидов колеблется в интервале 1700—1800 млн лет (Геохронологические рубежи..., 1972; Полканов, Герлинг, 1961; Kouvo, 1958).



**Этапы формирования тектонических структур.** Последовательность формирования тектонических структур во внутренних зонах инверсионного прогиба изучалась В. А. Глебовицким, В. П. Петровым и А. Л. Харитоновым. Последним было детально изучено строение зоны поднятий — гнейсо-гранитных куполов. Данные о последовательности тектонических движений во внешней зоне (Янисъярвинский синклинорий) были получены автором в 1969 г.

Наиболее древние тектонические структуры обнаружены в пределах гнейсо-гранитных куполов Северного Приладожья, а также на территории Финляндии в суперкрупных образованиях районов Оутокумпу, Соткума, Куопио (Глебовицкий, Турченко, 1969; Судовников и др., 1970; Харитонов, 1971). Эти структуры представлены складками меридионального и северо-восточного направления с крутопогружающимися шарнирами, а также тектоническими нарушениями (Оутокумпу), срезаемыми северо-западными структурами главного (первого) этапа деформации пород ладожской серии. Реликтовые структуры хорошо коррелируются со структурами, развитыми севернее, в пределах области ребольской складчатости в Западной Карелии.

В ходе первого этапа ладожских деформаций сформировались линейные, изоклинальные, опрокинутые на север разнопорядковые складки северо-западного (СЗ 290—320°) направления, шарниры которых, как правило, полого погружаются на северо-запад. Складчатость сопровождается и перерастает в движения вдоль надвигов, идущих в направлении с юго-запада на северо-восток, но тектонические движения в той же ориентировке продолжались и после образования надвигов. Об этом свидетельствует изгибание поверхностей надвигов, развитие зон крутопадающей сланцеватости и смятие осевых поверхностей ранее образованных как крупных, так и мелких складок в новые довольно открытые складки, сопровождаемые взбросами. Две фазы в развитии структур первого этапа устанавливаются во внутренних частях прогиба и, по-видимому, с концом первой фазы и движениями второй фазы связано образование пород диорит-плагиогранитной серии.

В это же время была сформирована основная структура Янисъярвинского синклинория, однако здесь складки имеют крутопадающие, почти вертикальные осевые поверхности и признаки их двухфазового развития отсутствуют. Кроме того, складки, как правило, простые, так как складчатость не сопровождается образованием мелких складок шириной менее 20 м, которые в особенности усложняют тектоническое строение в масштабах отдельных обнажений. Кроме того, если во внутренних частях прогиба северо-западные движения сопровождались синкинематическим прогрессивным региональным метаморфизмом, в результате чего была сформирована резкая сланцеватость вдоль осевых поверхностей и линейность вдоль осей складок, то в Янисъярвинском синклинории пик регионального метаморфизма с образованием ставролита, андалузита и кордиерита оказывается посткинематическим относительно движений первого этапа и докинематическим относительно движений следующего этапа. В связи с этим крайне плохо выражена плоскостная и отсутствует линейная ориентировка этих типоморфных минералов.

Движения второго этапа начались с образования в целом меридиональных (СЗ 340—СВ 10°) структур, поперечных относительно общего простирания пород. С этими структурами, скорее всего, связаны бескорневые пьютрузии перидотито-габбровой формации (Перекалина, 1948, 1953; Волотовская, 1948) и несомненно начало формирования по зонам разломов массивов микроклиновых гранитов (Саранчина, 1966). В Янисъярвинском синклинории в это время сформировались зоны мелкого смятия и наложенной сланцеватости, нередко подчеркиваемой системами топких

аплитовых и пегматондных жил. Характер этих структур иллюстрируется рис. 38. Как правило, меридиональные складки асимметричны. Те из них, ширина которых не превышает 2 м, сжаты, но имеют довольно плоские перегибы. С увеличением размеров складки редуцируются и переходят во флексурные изгибы. Вдоль кливажа и сланцеватости продолжается кристаллизация граната и ставролита, тогда как кордиерит и андалузит деформируются, рассекаются кливажем и частично резорбируются без перекристаллизации.

Более поздними являются северо-восточные структуры, особенно интенсивно развитые в зоне ультраметаморфизма. Они представлены сериями разнопорядковых складок и зон скольжения, перекристаллизации, порфиробластеза вдоль сорванных крыльев, вытянутых на СВ 40—60°. С формированием этих структур сопряжен второй этап мигматизации и гранитизации суперкрупных пород, их реоморфизм и селективное плавление. Возрастным аналогом этих структур в Янисъярвинском синклиории могут считаться зоны интенсивного сквозного сланцевого кливажа, иногда с частичной перекристаллизацией ставролита (рис. 38). Мощность этих зон колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Сами зоны ориентированы на СВ 75—85°.

Таким образом, в Северо-Ладожском прогибе устанавливается сложная и длительная история тектонических движений. Наиболее существенные черты его строения были сформированы в ходе первого (главного) этапа селецких движений. Однако во внутренних частях прогиба усиливается значение структур второго этапа. В направлении от внешней краевой зоны к осевой зоне не только возрастает степень метаморфизма и роль процессов ультраметаморфизма в формировании современного облика пород, но меняется (усиливается) интенсивность движений всех фаз складчатости и отношение к ним пика регионального метаморфизма.

Особенный интерес представляет сохранение в ряде мест доселецких структур, которые хорошо коррелируются и находят свое непосредственное продолжение в ребольских структурах Восточно-Финляндского блока. Наличие этих структур свидетельствует, что ребольские движения охватили и территорию Северо-Ладожской зоны, но она продолжала оставаться областью интенсивного прогибания. Частичная инверсия прогиба,



Рис. 38. Наложенный субширотный кливаж, рассекающий меридиональные складки. Западный берег оз. Яписъярви. Фото Ю. И. Лазарева.



возможно, произошла на рубеже 1900 млн лет, после которой осадконакопление продолжалось по крайней мере в краевых частях зоны. Окончательное замыкание геосинклинального прогиба, очевидно, должно датироваться интервалом 1700—1800 млн лет.

### Северо-Карельская зона (восточная часть)

В Северной Карелии суперкrustальные образования нижнего и частью среднего протерозоя образуют прерывистую полосу вдоль границы с Беломорским блоком, объединяемую под единым названием Северо-Карельской структурно-фациальной зоны карелид. Геологически и тектонически с востока на запад Северо-Карельская зона подразделяется на Кукасозерско-Тикшозерский синклиниорий, вытянутый в широтном направлении на 70—80 км при ширине до 15 км, Панаярвинский синклиниорий также широтного направления длиной около 50 км при ширине 10—16 км и Куолаярвинский синклиниорий, большая часть которого находится в Мурманской области. Панаярвинский и Куолаярвинский синклинории представляют в свою очередь крайние восточные части обширной области развития карельских образований в Северной Финляндии (Богданов, Воинов, 1966; Григорьева, 1966; Демидов, 1961, 1966, 1972; Кратц, 1955, 1963).

Кукасозерско-Тикшозерский синклиниорий, сложенный высокометаморфизованными, частью мигматизированными, неоднократно и сложно смятыми породами резко отличается от Панаярвинского и Куолаярвинского. Геологическое изучение его было начато работами Ю. С. Неуструева (1938, 1939), который впервые отнес развитые здесь гнейсо-сланцевые толщи к протерозою (карелидам). В послевоенные годы строение синклинория наиболее детально изучалось К. О. Кратцем и Н. Ф. Демидовым. Ниже излагаются результаты изучения регионального метаморфизма и последовательности формирования современной тектонической структуры синклинория, проводившегося автором в 1965—1968 гг.

**Суперкrustальные образования.** Слагающие синклиниорий суперкrustальные образования тикшозерской серии нижнего протерозоя подразделяются на две свиты, разделенные перерывом в осадконакоплении. Нижняя, припогорская свита сложена разнообразными гнейсами с широким развитием глиноземистых (кварцитовых, двуслюдяных и т. д.) разновидностей, которые в целом приурочены к ее нижней части. В верхней части свиты преобладают породы основного состава, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, по крайней мере частично представляющие собой метаморфизованные основные вулканиты. Верхняя, хирвинаволоцкая свита трансгрессивно залегает на породах припогорской свиты и сложена ритмично-слоистыми отложениями, подразделяемыми на три толщи. Нижняя толща ( $H_1$ ) образована терригенными образованиями, развитыми по северному и южному берегу оз. Кукасозеро, постепенно сменяющимися более тонкосортированной осадочной толщей  $H_2$ , развитой на островах оз. Кукасозеро. Выше по разрезу с резкой границей, подчеркиваемой прослоями конгломератов (или, возможно, брекчий вулканического происхождения), залегает осадочно-вулканогенная толща  $H_3$ , обнажающаяся в ядре синклинория на п-ове Хирвинаволоц (рис. 39).

**Этапы формирования тектонических структур.** Тектоническая структура пород тикшозерской серии представляет результат последовательно развивающихся деформаций как складчатого, так и разрывного характера. Последние проявлены преимущественно в гнейсо-диоритах и гранито-гнейсах фундамента карелид, выступающего в относительно жестких блоках, и оказывают существенное влияние на характер складчатости в покрывающих супракrustальных образованиях. Складчатые деформации исследовались геометрическим анализом  $\beta_s$ -осей и других



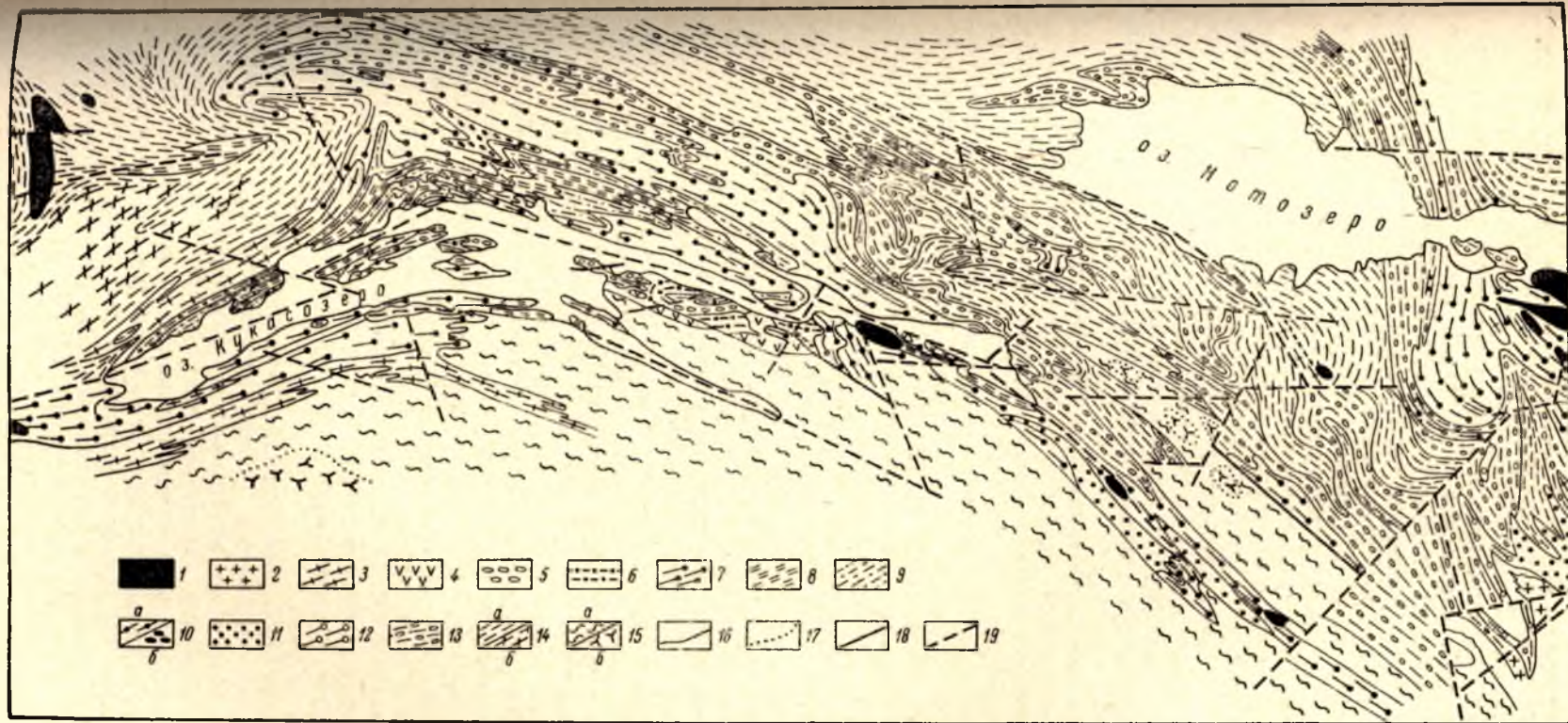


Рис. 39. Геологическая карта района озер Нотозеро—Кукасозеро. Составила Н. И. Москвиченко.

1 — позднеорогенные основные и ультраосновные интрузии; 2 — метасоматиты стадии кислотного выщелачивания; 3 — интрузии гранит-апатектитов; 4 — раннеорогенные интрузии основного состава. Свита хирьянаволок: 5 — конгломераты; 6 — третий макроритм ( $H_3$ ) — метаморфизованные карбонатно-мергелистые и вулканогенные образования (мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты); 7 — второй макроритм ( $H_2$ ) — метаморфизованные глинистые и мергелистые осадки (кристаллические сланцы, кальцифиры, амфиболиты); 8, 9 — первый макроритм ( $H_1$ ) — метаморфизованные преимущественно песчано-глинистые отложения, иногда с значительной примесью карбонатного материала (8 — разнообразные кристаллические сланцы, реже кальцифиры, 9 — кварц-полевошпатовые породы с реликтовой псаммитовой структурой). Ириногорская свита: 10 — амфиболиты (а) и амфиболиты с явными признаками вулканического происхождения (б); 11 — кварциты; 12 — кианитовые гнейсы и сланцы; 13 — толща переслаивающихся гранатовых амфиболитов, амфиболсодержащих сланцев, гранат-биотитовых гнейсов; 14 — биотитовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов (а) и те же породы в зонах наиболее интенсивной гранитизации (б); 15 — породы фундамента: (а — гранито-гнейсы и гнейсо-граниты, б — гнейсо-диориты); 16 — стратиграфические и интрузивные контакты; 17 — трансгрессивный контакт; 18 — тектонические контакты; 19 — послескладчатые тектонические нарушения.



линейных элементов на основе крупномасштабного картирования с использованием наблюдений над мезоструктурными элементами и их соотношениями. Использование этих методов в комплексе позволило установить, что структура карельских образований представляет сложную систему нецилиндрических складок с криволинейными осевыми поверхностями, обусловленную развитием четырех разновозрастных генераций складок. Первоначально они могут быть обнаружены при визуальном обзоре геологической карты и наблюдениями над соотношением малых складчатых форм. По существу таким путем выявлены наиболее ранние генерации складок. Геометрический анализ структурных элементов наиболее отчетливо фиксирует проявление поздних генераций наложенных складок, развитие которых затухивает особенности проявления ранней складчатости. Наложенная складчатость приводит к деформации осевых поверхностей ранних складок и субпараллельных им плоскостных структур, рассеиванию линейных элементов, в том числе шарниров складок, как предшествующих, так и одновременных каждой наложенной стадии складкообразования.

К наиболее ранним генерациям складок относятся крупные структуры ( $F_1$ ) и осложняющие их более мелкие складки разных порядков, при выделении которых использовались главным образом литолого-стратиграфические критерии (Московченко, 1970; Московченко, Турченко, 1971). К ним относятся Кукасозерская и Ириногорская синклинали (соответственно на юго-западе и северо-востоке района) и разделяющая их Нотозерская антиклиналь (рис. 40). Синклинальный характер Кукасозерской структуры устанавливается благодаря четкой стратиграфической последовательности ритмичнослоистых отложений хирвинаволоксской свиты, залегающей в ядре этой структуры. Северо-восточное крыло синклинали осложнено серией мелких складок  $F_1$ . К таким складкам второго порядка относится Северо-Кукасозерская синклинальная складка. Ядро складки сложено ритмичнослоистыми отложениями  $H_1$ , залегающими в большинстве случаев на основных вулканитах, а в западной части оз. Кукасозеро на глиноземистых и гнейсовых толщах нижних горизонтов тикшозерской серии, фиксируя тем самым несогласие между отложениями хирвинаволоксской свиты и подстилающими образованиями, объединенными в ириногорскую свиту. В северо-восточном направлении по мере перехода к ядру Нотозерской антиклинали появляются все более древние горизонты ириногорской свиты. Осевая часть сложена гнейсами, в меньшей степени амфиболитами, частично мигматизированными, которые большинством исследователей рассматриваются как беломорские. Не исключая возможности присутствия в этой части структуры переработанных пород основания карелид, все же следует отметить полное отсутствие критериев для их выделения. Разрез ириногорской свиты от древних отложений к молодым повторяется на северо-восточном крыле Нотозерской антиклинали. Симметричное строение на обоих крыльях антиклинали контролируется маркирующими горизонтами глиноземистых сланцев и кварцитов, которые имеют строго определенное стратиграфическое положение в разрезе.

Ширина складок  $F_1$  первого порядка составляет 12—15 км, второго порядка — несколько километров. Осевые поверхности ( $S_1$ ) деформированы. Залегание слоистости на крыльях и ориентировка шарниров не выдержаны, что особенно характерно для структур второго порядка. Кукасозерская синклиналь на западе опрокинута к юго-востоку при северо-восточном погружении шарнира. Осевая поверхность ориентирована СВ 40—50°, СЗ 60—70°. В районе островов ее положение близко к вертикальному при субширотном простирании, на мысе Хирвинаволок — СЗ 280°, ЮЗ 80°, а в центре полуострова — СВ 60—70°, СЗ 50°. Погру-

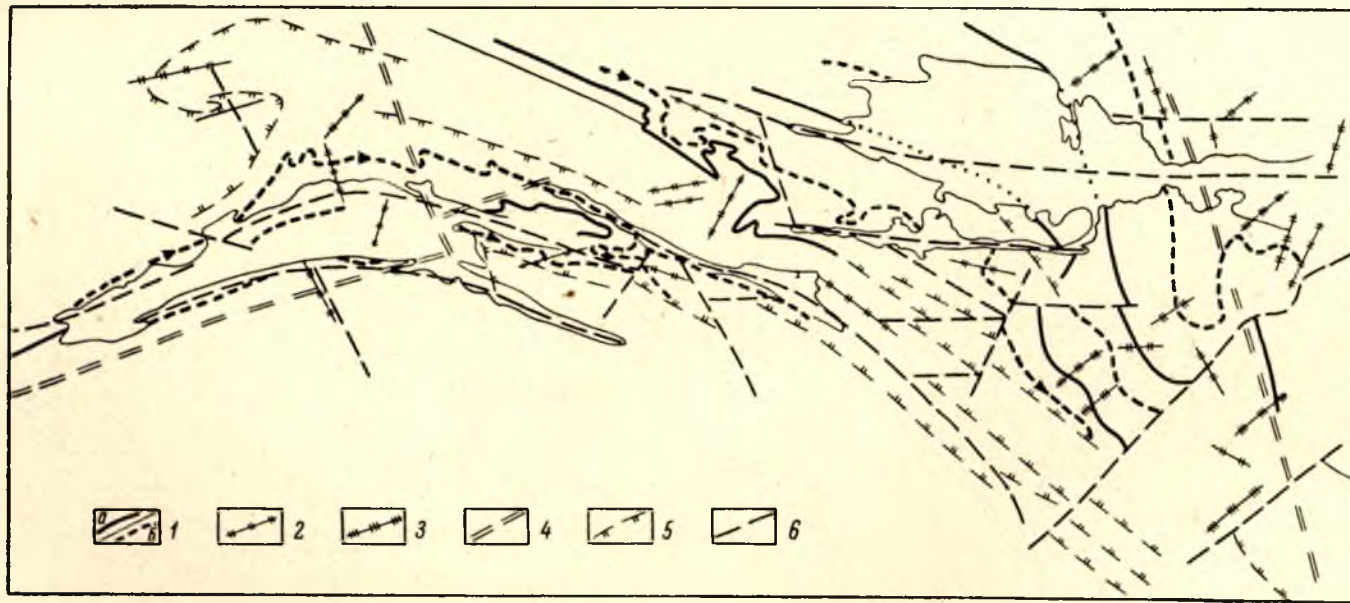


Рис. 40. Схема разновозрастных тектонических структур района озер Нотозеро—Кукаозеро.  
Составила Н. И. Московченко.

1 — следы осевых поверхностей складок первого этапа деформации (а — антиклинали, б — синклинали); 2 — следы осевых поверхностей складок второго этапа деформации; 3 — следы осевых поверхностей складок третьего этапа деформации; 4 — главные раннеорогенные сдвиговые смещения; 5 — позднеорогенные разрывные нарушения; 6 — постскладчатые разрывные нарушения.



жение шарнира на участке от западной оконечности оз. Кукасозеро до его средней части восток-северо-восточное. В восточной части озера происходит воздымание шарнира и замыкание структуры при северо-западном простирании ее осевой плоскости. Такой же сложный характер имеет ориентировка структурных элементов Северо-Кукасозерской синклинали и смежной с северо-востока антиклинальной складки второго порядка, осевая плоскость которой прослеживается от оз. Васьякярви (СЗ  $290^\circ$ , ЮЗ  $\angle 20-40^\circ$ ) к северо-восточной оконечности оз. Кукасозеро (СВ  $40-50^\circ$ , СЗ  $\angle 15-20^\circ$ ) и далее на юго-восток (СЗ  $290^\circ$ , СВ  $\angle 60^\circ$ ), где теряется среди поздних разрывных нарушений. След осевой плоскости Нотозерской антиклинали в районе Ирингоры испытывает пологий изгиб, вдоль которого наблюдаются следующие ориентировки осевой плоскости: СЗ  $280^\circ$ ,  $\angle 90^\circ$ ; СЗ  $350^\circ$ , падение, по-видимому, на северо-восток, СЗ  $320^\circ$ , СВ  $\angle 50^\circ$ . На этом же участке фиксируется крупная ундуляция шарнира структуры.

Осевая плоскость Ирингорской синклинали простирается от пос. Моша к Ирингоре и, испытав повторный изгиб, прослеживается вдоль северного склона Ивангоры. Несмотря на деформированный характер, она ориентирована в субмеридиональном направлении и только на некоторых участках след осевой плоскости имеет широтное простирание. Соотношение между различными стратиграфическими горизонтами на Ирингорском участке свидетельствует о замыкании Нотозерской антиклинали, а следовательно, о погружении оси структуры на юго-восток. Некоторые закономерности расклеивания линейных элементов указывают на первоначальную ориентировку  $S_1$ , близкую к СЗ  $290^\circ$ .

Складки второй генерации ( $F_2$ ), приводящие к наибольшему искажению первоначального положения  $S_1$ , имеют ряд специфических особенностей.

1. Представлены сжатыми изоклинальными складками нейтрального типа, ширина которых колеблется от первых километров до метров. Оси складок ( $b_c$ ) ориентированы в направлении, близком к азимуту падения осевых поверхностей ( $S_2$ ).

2. Складки локализованы в узких зонах, представляющих продолжение разрывных нарушений, вдоль которых фундамент контактирует с породами тикшозерской серии.

3. Ориентировка складок различна в западной, центральной и восточной частях района, но подчиняется закономерностям сопряженной складчатости.

На востоке к  $F_2$  относится система складок, осевые поверхности которых, несмотря на позднюю деформацию, ориентированы преимущественно СЗ  $340-350^\circ$  с крутым падением на юго-запад. Рассеивание линейности, предшествующей  $F_2$ , позволяет установить ориентировку кинематической  $a$ -оси ( $a_k^*$ ), которая имеет координаты ЮВ  $170^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . Под углом  $90^\circ$  к  $a_k^*$ -оси в плоскости  $S_2$  расположена ось  $B_k^*$ , которая почти совпадает с линией пересечения осевых плоскостей субмеридиональных складок (СЗ  $350^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ ). Отклонение  $b_k^*$ -оси от  $\beta_{S_2}$  косвенно указывает на первоначальную ориентировку осевых поверхностей складок  $F_2$ , приближающуюся к направлению СЗ  $340-350^\circ$ . Оси мелких складок рассеиваются в плоскости  $S_2$ , свидетельствуя о наложенном характере складчатости.

В центральной части района простирание осевых плоскостей складок  $F_2$  варьирует от СВ  $25-30^\circ$ , СЗ  $\angle 15^\circ$  до СЗ  $280^\circ$ , СВ  $\angle 10^\circ$ . Преобладают складки с осевой плоскостью СВ  $50-70^\circ$ , СВ  $\angle 30^\circ$ . Оси складок погружаются в северо-западном направлении ( $285-320^\circ$ ) под пологими углами ( $5-20^\circ$ ). Поздние деформации, интенсивно проявленные на данном участке, приводят не только к искажению начального положения  $S_2$ , но

и к рассеиванию линейных элементов ( $l_2$ ), в том числе и шарниров мелких складок.

На западе района наложенные складки  $F_2$  также деформированы. Однако закономерности рассеивания  $l_2$  позволяют реставрировать первоначальную ориентировку плоскостей  $S_2$  — СЗ  $330-340^\circ$ , ЮЗ  $\angle 30^\circ$ . Оси складок  $F_2$  ( $\beta_{S_2}$ ) образуют максимум, который лежит в этой плоскости и погружается по азимуту ЮЗ  $260^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . С этим же направлением совпадает линия пересечения ( $\beta_{S_2}$ ) деформированных осевых плоскостей складок  $F_2$ , отвечающая оси поздней складки  $F_3$ . В совокупности эти признаки указывают на пзоклинальный характер ранней складчатости  $F_1$  и совпадение осей складок  $F_2$  ( $b'_e - \beta_{S_2}$ ) с направлением  $b^s_{S_1}$ . Последние представляют линии пересечения осевых плоскостей складок  $F_2$  и  $F_3$ .

Складки третьей генерации ( $F_3$ ) развиты в юго-западной части района в виде широких открытых синформных и антиформных структур, подчеркнутых веерообразным расположением плоскостей поздней сланцеватости ( $S_3$ ). По существу они связаны с формированием сопряженных зон скола, в пределах которых плоскости имеют выдержанную ориентировку. Ширина таких зон составляет первые километры. В их пределах сланцеватость  $S_3$  сечет напластование, сопровождается процессами бластомилонитизации, мелкой складчатостью, развитием будинаж-структур, смещением слоев, которые постоянно наблюдаются в отдельных обнажениях. Малые складки, возникающие при этом, тесножатые, пзоклинные, опрокинуты к ядру крупных антиформ и нередко сорваны на крыльях. Совокупность смещений вдоль опрокинутых друг относительно друга сопряженных плоскостей скола приводит в результате к развитию открытых складчатых форм, осевая плоскость которых сечет деформированные  $S_1$ ,  $S_2$  и ориентирована субвертикально в широтном направлении до СЗ  $280-290^\circ$ . Будучи наложенной на ранее деформированную толщу, складкообразование  $F_3$  приводит к тому, что в ядре наиболее крупной синформной структуры на северо-западном берегу оз. Кукаозеро выходят древние толщи, подстилаемые более молодыми отложениями, а в ядре антиформы в районе Васьякярви верхние горизонты ириногорской свиты перекрывают гнейсами нижнего горизонта. Взаимные пересечения кливажа  $S_3$  не соответствуют осям складок, а указывают выходы кинематической оси  $b^s_x$ . Так, в западной части оз. Кукаозеро пересечение веерообразного кливажа  $S_3$ , параллельного осевым поверхностям складок  $F_3$ , отвечает выходу оси  $b^s_x$  — СЗ  $280^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . Оси складок, представляющие пересечение  $S_3$  и деформируемых поверхностей, рассеиваются вдоль плоскости  $S_3$  либо, в случае веерообразного расположения  $S_3$ , по дуге, реставрирующей первоначальное положение  $S_2$ .

Складки четвертой генерации  $F_4$  проявлены на всей исследованной территории. Наиболее напряженный характер складчатости отмечается на северо-востоке в районе оз. Нотозера и Ирингоры. Складки  $F_4$  представлены пологими открытыми структурами. Осевые плоскости  $S_4$  ориентированы на СВ  $40^\circ$  при крутом падении к северо-западу либо юго-востоку. Линии взаимных пересечений  $S_4$  дают ориентировку  $b'_x$ -оси, составляющую ЮЗ  $230^\circ$ ,  $\angle 20-30^\circ$ , которая под углом  $90^\circ$  расположена к оси  $a^s_x$  (СВ  $40^\circ$ ,  $\angle 50^\circ$ ), определенной на основе рассеивания линейных элементов, предшествующих данной стадии складчатости. Складки деформируют все ранее образованные плоскостные структуры. Их шарниры рассеиваются в плоскости  $S_4$ , а также вследствие веерообразного расположения  $S_4$  — вдоль осевой плоскости предшествующих складок.

Рассматривая наложенную складчатость на ранних стадиях деформации, следует подчеркнуть, что, несмотря на различные ориентировки складок и соответствующих кинематических планов, существует закономерная связь между ними, которая указывает на развитие первых трех



генераций складок в условиях единого главного поля напряжений, а следовательно, на принадлежность их к одному этапу деформаций. Выше отмечалось, что разноориентированные складки  $F_2$  развиты в зонах продолжений разрывных нарушений, фиксируемых контактами с породами фундамента. Кулисообразное расположение оперяющих тектонических нарушений, преобладающая ориентировка шарниров мелких складок и линейности свидетельствуют о сдвиговом характере движений в зонах главных разрывных нарушений. На западе формирование тектонического контакта шло по принципу левого сдвига, в то время как на востоке преобладали правосдвиговые смещения. Простираание главных плоскостей смещения составляет СЗ 340—350° в восточной части района и СВ 50° в центральной и западной частях. Угол между двумя направлениями простираания составляет около 60°. Такая ориентировка одновременно возникающих плоскостей, согласно Мудди и Хиллу (1960), отвечает сдвигам первого порядка при главном направлении складчатости СЗ 290° (сравн. со складками  $F_1$ ), поэтому складки  $F_2$  можно рассматривать как закономерно развивающиеся по принципу волочения при смещении вдоль сдвиговых плоскостей. Ориентировка их осевых плоскостей ( $S_2$ ) в целом должна совпадать с плоскостями сдвига. Пересечения  $S_2$  друг с другом определяют выход оси  $P'_{ср}$  (Ramsay, 1962). Направление смещений указывает, что ось  $P'_{гз}$  лежит в плоскости СВ 20° и погружается полого на юго-запад. Складки  $F_2$  и  $F_3$  на северо-западе оз. Кукасозеро, ориентировка осевых поверхностей которых соответственно СЗ 330 и 280°, отвечают направлениям сколов II и III порядков, развивающихся в зоне главного левого сдвига. Пересечение плоскостных структур, одновременных  $F_3$ , дает направление, близкое  $P'_{ср}$  (на западе оз. Кукасозеро 280°,  $\angle 30^\circ$ ). В то же время характер смещений при этих деформациях показывает, что ось  $P'_{гз}$  вертикальна и образует угол 75° как с осью  $P'_{гз}$ , так и плоскостью левого сдвига первого порядка. Такие соотношения свидетельствуют о последовательно-сопряженном развитии складок  $F_2$  и  $F_3$  в процессе трансформации главного поля напряжения, приводящего первоначально к формированию складок  $F_1$  (Ramsay, 1962).

В отличие от складок первых трех генераций складки  $F_4$  имеют резко отличный кинематический план, не связанный какими-либо закономерностями с предшествующей складчатостью, и, вероятно, относятся к другому этапу деформаций.

**Взаимоотношения складчатости и метаморфизма.** Длительная история формирования структуры пород тикшозерской серии сопровождается стадийным проявлением процессов метаморфизма. Стадийность отражает эволюцию физико-химических условий, связанную как с изменением параметров  $T-P$ , так и кислотности—щелочности среды. Последнее, как было показано Д. С. Коржинским (1953), имеет место в ходе единого постмагматического процесса. Данные петрологии, а также изучение взаимосвязи процессов метаморфизма и тектоники позволяют выделить преобразования прогрессивного и регрессивного этапов, которые целиком отвечают раннему этапу деформаций, включающему складки  $F_1$ ,  $F_2$  и  $F_3$ .

Прогрессивный этап характеризуется процессами стадии регионального метаморфизма и стадии гранитизации. Региональный метаморфизм протекал в условиях кианит-биотитовой субфации альмандин-амфиболитовой фации и сопровождался становлением метаморфической зональности в пределах этой фации. Расположение изоград и изотерм указывает на синхронный характер регионального метаморфизма и складок  $F_1$ . Процессы гранитизации (K-Si метасоматоз) одновременны с развитием кливажа осевой плоскости этих складок, в то время как формирование инъекционных мигматитов и мелких интрузивных тел гранит-анатектитов целиком контролируется складками  $F_2$ .

Регрессивный этап представлен последовательно развивающимися метасоматическими преобразованиями раннещелочной стадии, стадии кислотного выщелачивания и позднещелочной стадии (Московченко, 1971). Первые две стадии, как и метаморфизм прогрессивного этапа, протекают в условиях кианит-силлиманитового типа метаморфизма. Так, комплекс метасоматитов стадии кислотного выщелачивания принадлежит к кварц-кианитовой фации. Минералообразование позднещелочной стадии свидетельствует о резком спаде давления. Оно характеризуется условиями повышенной щелочности за исключением реакций в присутствии графита (Московченко, 1970). Наиболее поздние преобразования этой стадии представлены низкотемпературными процессами беризитизации и гумбензаций.

Метасоматические процессы регрессивного этапа сопутствуют деформациям  $F_2$  и  $F_3$ . Раннещелочная стадия по времени близка к формированию гранит-анатектитов и на некоторых участках контролируется зонами развития  $S_2$ . Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания приурочены только к замкам складок  $F_2$ , однако часто не несут признаков регионального расщепления и линейной ориентировки новообразованных минералов (например, роговой обманки). Процессы выщелачивания, вероятно, используют структуры  $F_2$  как готовые. Минералообразование позднещелочной стадии, отвечающее снижению давления, сопровождается формированием складок  $F_3$ , для которых характерна вертикальная ориентировка  $P_{\text{max}}$ . Таким образом, условия тектонической разгрузки на стадии складкообразования  $F_3$  фиксируется не только структурными, но и петрологическими данными.

Складки  $F_4$  не сопровождаются регионально проявленными процессами метаморфизма. Отмечаются узкие зоны, параллельные  $S_4$ , в пределах которых наблюдаются интенсивная хлоритизация и карбонатизация высокометаморфизованных пород.

Изучение процессов тектогенеза и метаморфизма карельских образований приводит к следующему выводу. Структура карелид была сформирована на протяжении нескольких этапов деформаций, из которых наиболее отчетливо выделяются два поздних этапа — синметаморфический ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ ) и постметаморфический ( $F_4$ ). Метаморфизм единообразно проявлен как в верхнем флишoidalном, так и нижнем осадочно-вулканогенном комплексах, разделенных несогласием. Следовательно, можно предполагать существование карельских деформаций, предшествующих предложению флишoidalной толщи на позднегеосинклинальной стадии развития, к которой принадлежат рассмотренные этапы деформаций и метаморфизма.

## О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии

Характер сочленения карелид и беломорид является одной из центральных проблем тектоники восточной части Балтийского щита. С ним тесно связан целый ряд вопросов геологического строения региона, таких как возрастное соотношение карелид и беломорид, проблема фундамента и другие. Не ставя своей целью дать исчерпывающее решение проблемы сочленения карелид и беломорид, постараемся на примере трех районов показать те общие черты, которые раскрывают специфику строения зоны сочленения.

**Район озер Куолаярви—Куопсуярви.** Особенности сочленения карелид и беломорид субмеридиональной ветви в этом районе определяются длительностью развития глубинного разлома. Наиболее ранним событием, фиксирующим существование разлома, является внедрение ультраосновных интрузий.



Интрузии размещаются среди гранито-гнейсов беломорид и дугообразно, повторяя структурный план карельского комплекса, протяженной цепью следуют от района оз. Соколозеро на северо-запад. Массивы сложены в различной степени измененными оливинитами и гарцбургитами и принадлежат к гипербазитовой формации (Лавров, 1968). Мантийное происхождение ультрабазитов собственно гипербазитовой формации и поступление их в верхние зоны по глубинным расколам в настоящее время можно считать общепризнанным (Кузнецов и др., 1964).

Позднее, в период складчатых движений, вдоль зоны сочленения активно внедрялись плагиомикроклиновые граниты. Граниты развиты не только в северной части района (Куолаярвинская интрузия и ряд более мелких), но и слагают большие площади вдоль зоны сочленения. К ним относятся интенсивно катаклазированные, а по отдельным зонам рассланцованные граниты, контактирующие с нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. По геологическому положению и по петрохимическим особенностям они аналогичны куолаярвинским гранитам. Контакты их носят инъекционный характер, в результате чего вокруг гранитов наблюдаются ореолы инъекционных мигматитов. Следует особо подчеркнуть, что в данном случае субстратом мигматитов наряду с глубокометаморфизованными породами являются кварц-серицитовые сланцы, частью возникшие, вероятно, по кислым эффузивам, филлиты и метадиабазы.

После внедрения гранитов в зоне сочленения происходило брекчирование, катаклаз и рассланцевание субмеридионального направления, которые накладываются как на граниты, так и на породы вулканогенно-осадочной толщи. Ширина рассматриваемой зоны составляет несколько километров. Прослеживается она вдоль всего восточного контакта Куолаярвинского синклинория с беломоридами. Наиболее четко зона рассланцевания и катаклаза проявилась в гранитоидах. Наряду с имеющим площадное развитие катаклазом здесь наблюдаются узкие протяженные зоны милонитизации и рассланцевания, чередующиеся со слабо катаклазированными гранитоидами.

Направление плоскостей милонитизации и рассланцевания как в северной, так и в южной частях зоны составляет СЗ 350—СВ 20° с падением в западных румбах под углом 30—40°. Лишь в южном окончании Куолаярвинского гранитного массива широко развиты сланцеватые милониты с залеганием СЗ 310—320° и падением на юго-запад под тем же углом 30—40°. Несмотря на то что направление сланцеватости близко к направлению полосчатости послейных мигматитов, встречающихся среди гранитоидов, в обнажениях нередко фиксируется ее наложенный секущий характер. Наложенная сланцеватость выражается переориентировкой и укрупнением биотита. В сланцеватых милонитах местами наблюдается плейчатость. Аналогичная плейчатость широко проявлена в сланцах и эффузивах вулканогенно-осадочной толщи. Наиболее интенсивно милонитизация и рассланцевание проявлены в зоне непосредственного контакта гранитов с вулканогенно-осадочной толщей. Все породы в этой зоне представляют собой тектониты, на что ранее указывал К. О. Кратц (1963). Попытка выделить здесь базальные горизонты (Богданов, Воннов, 1966) не имеет достаточного обоснования. В западном направлении интенсивность рассланцевания затухает и становится особенно четким ее наложенный секущий характер.

Известные в рассматриваемой зоне расколы субширотного простирания являются более поздними. К ним приурочены дайки долеритов. Внедрение их происходило после рассланцевания и милонитизации вмещающих пород. Дайки секут как милонитизированные граниты, так и складчатые структуры вулканогенно-осадочной толщи.

С наиболее поздним периодом активизации глубинного разлома связано развитие зон альбитизации. Одна из них изучена в районе юго-западного берега оз. Нухтиярви. Альбититы в виде полосы мощностью 10—14 м секут субширотную дайку долерита и ориентированы в направлении СЗ 350° с падением на северо-восток под углом 75°. Протяженность зоны альбитизации, прослеженная в обнажении, составляет 25 м. Резюмируя, можно заключить, что краевая зона Куоляярвинского спиклиория отличалась значительной тектонической активностью как в доорогенный период (внедрение гипербазитов), так и в посторогенный (расланцевание и милонитизация). Время образования зон альбитизации также связано с посторогенным периодом развития территории. Граниты

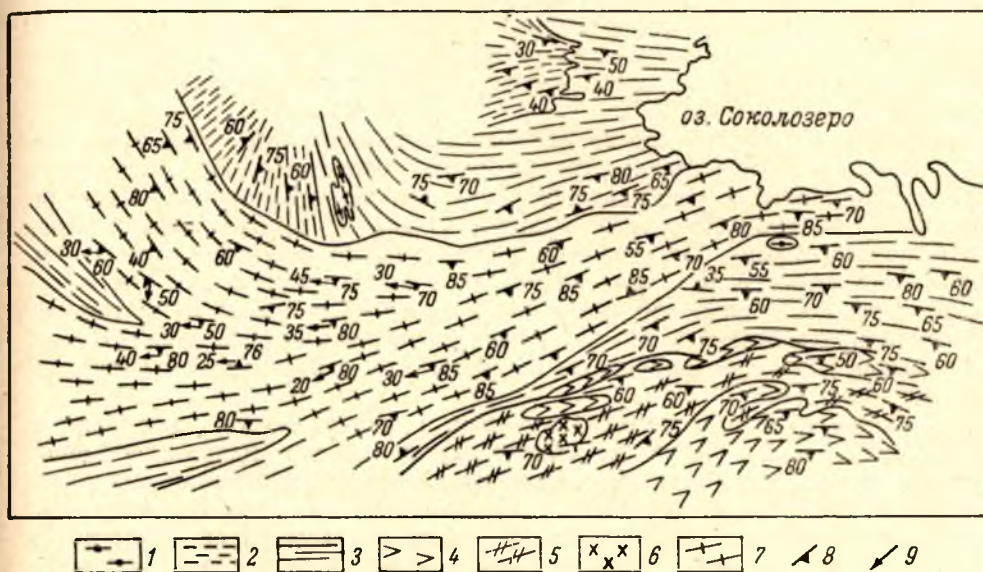


Рис. 41. Схематическая геологическая карта района оз. Соколозеро. Составила Л. П. Свириденко с использованием материалов О. А. Рийконен и А. С. Гришяна.

Архей: 1 — амфиболиты, 2 — биотитовые гнейсы, 3 — плагиоклазовые и плагиомироклиновые гранито-гнейсы и их мигматиты; нижний протерозой: 4 — метадиабазы, метагаббро-диабазы, метамандельштейны и диабазовые порфиры, 5 — кварцевые порфиры и альбитофиры (покровы), 6 — кварцевые порфиры и гранит-порфиры (интрузии), 7 — соколозерские гранодиорито-гнейсы, гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты; 8 — сланцеватость; 9 — линейность.

зоны сочленения, внедряясь в период нижнепротерозойской складчатости, которая также захватывает породы беломорского комплекса, оказывают гранитизирующее воздействие как на породы карелид, так и на породы беломорид и затушевывают существовавшие между ними различия.

**Район оз. Соколозеро.** В рассматриваемом районе к зоне контакта нижнепротерозойской вулканогенно-осадочной толщи с гнейсами беломорского комплекса приурочен Соколозерский гранитный массив (рис. 41). Формирование массива тесно связано с субширотной зоной расланцевания, включающей как карельские сланцы и гнейсо-сланцы, так и породы беломорского комплекса. Расланцевание сопряжено со складчатыми движениями, приведшими к формированию сильно сжатых, почти изоклинальных складок, погружающихся на юго-запад под углом около 40°. Сланцеватость параллельна осевым плоскостям складок субширотного направления (СВ 65—80°). В направлении контактов массива интенсивность данной складчатости увеличивается. Согласно осевым плоскостям появляются зоны милонитизации, вдоль которых нередко наблюдаются смещения. Количество подобных зон к контакту Соколозерского массива



увеличивается. Непосредственный контакт прямолинейный, ориентирован параллельно рассмотренным зонам милонитизации. Какие-либо следы контактного воздействия или эндоконтактовых изменений отсутствуют. В приконтактной зоне массива, так же как и в центральных его частях, совершенно отсутствуют брекчирование и милонитизация, широко проявленные за пределами массива. Своеобразием структуры сокологерских гранитов является веретенообразно-струйчатая форма породообразующих минералов, линейность по которым соответствует линейности вмещающих метаморфических пород. Минералогический состав гранитов в определенной мере зависит от состава прилежащих метаморфических пород. В участках, где массив контактирует с амфиболовыми гнейсами, темноцветный минерал гранитов представлен амфиболом, в участках контакта с биотитовыми гнейсами преимущественно развит биотит. Главным отличием в составе сокологерских гранитов—гранодиоритов по сравнению с вмещающими гнейсами является высокое содержание равномерно распределенного микроклина.

Таким образом, Сокологерский массив представляет собой зону расщепления и перекристаллизации ранее существовавших мигматитов в участке наиболее интенсивных скалывающих напряжений. Перекристаллизация сопровождается привнесом калия, кристаллизовавшегося в виде микроклина. По отношению к Куолайрвинским гранитам формирование Сокологерского массива является более поздним, так как жильный материал вмещающих магматитов аналогичен жильному материалу инъекционных мигматитов, развитых вдоль контакта северной Куолайрвинской зоны с беломоридами и генетически связанных с куолайрвинскими гранитами.

**Район озер Невгозеро—Ханкусьярви.** Граница между карелидами и беломоридами, так же как во многих других районах, проводилась непосредственно по смене метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород мигматитами и гранито-гнейсами. Проведенные нами работы позволяют уточнить строение северо-западной части Кукасозерской синклинали (рис. 42) и установить природу гранито-гнейсов и мигматитов, граничащих с супракрустальными породами. Повсеместно по границам метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород протерозоя устанавливаются то более резкие (на протяжении первых метров—десятков метров), то постепенные (сотни метров) превращения осадочно-вулканогенных пород протерозоя в гнейсы и гранито-гнейсы. При этом интенсивность гнейсификации и гранитизации не зависит от положения пород в разрезе, т. е. превращениям подвергаются как нижняя метавулканогенная, так и средняя терригенная часть разреза Кукасозерской синклинали. Показательной в этом отношении является толща эпидот- и карбонат-слюдисто-кварцевых, слюдисто-амфиболовых сланцев и кварцито-песчаников северо-восточного берега оз. Ханкусьярви, рассматривавшаяся ранее несогласно залегающей на архейских гнейсах.

Исследование переходных зон, строения и состава мигматитовых площадей показало, что кварцито-сланцевая толща представляет собой гигантский останец неравномерно гранитизированного осадочно-вулканогенного комплекса западной части Кукасозерской синклинали.

Дискуссионным остается возраст складчатости, метаморфизма и гранитообразования. К. О. Кратц (1963), Н. Ф. Демидов (1966), Н. И. Мясковченко и С. И. Турченко (1971) связывают эти процессы с селецкой складчатостью нижнего протерозоя, в то время как Ю. А. Богданов и А. С. Войнов (1966) относят их к среднему протерозою. Для решения этого вопроса определенное значение имеют установленные нами конгломерато-песчаниковые отложения на южном берегу оз. Ханкусьярви (рис. 42). Валунно-галечные конгломераты залегают в основании разреза

и содержат в своем составе гальку гранитов, мигматизирующих нижележащую толщу. Сопоставляя эти отложения с ятулийскими образованиями Центральной Карелии, нам представляется логичным относить нижележащие образования к нижнему протерозою и связывать региональный метаморфизм и гранитообразование с селецкой складчатостью. Устанавливается более поздний наложенный характер гранитизации по отношению к региональному метаморфизму. Гранитизация является синтетектонической по отношению ко второму этапу селецкой складчатости и осуществляется под воздействием высококаллевой гранитной магмы. Образующаяся система складок (рис. 42) свидетельствует о пластическом состоя-

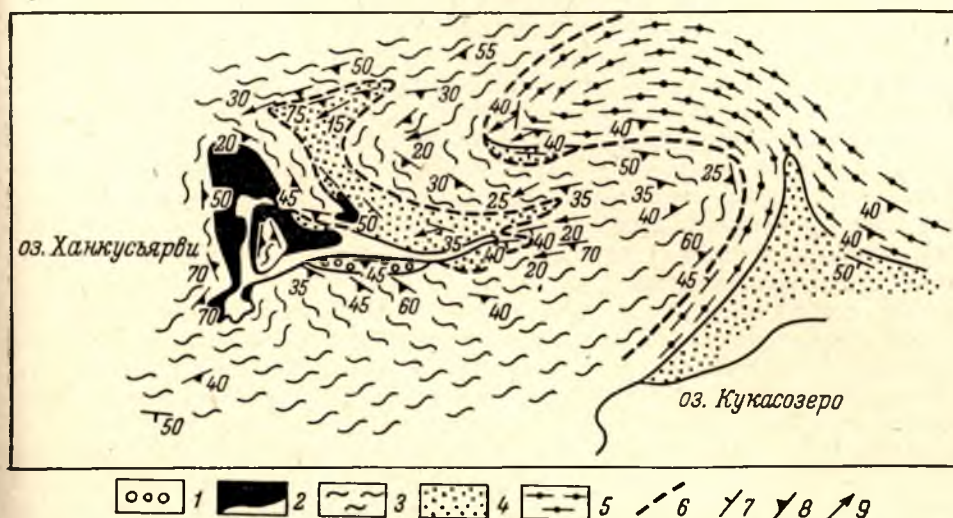


Рис. 42. Схематическая геологическая карта района озер Ханкусъярви—Кукасозеро. Составили М. М. Лавров и Л. П. Свириденко.

1 — конгломераты, песчаники; 2 — оливиниты, вторичные гарцбургиты; 3 — гнейсы, порфири-бластические гранито-гнейсы, плагиомикроклиновые граниты; 4 — слюдисто-кварцевые, карбонат-слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты; 5 — амфиболовые сланцы (метадиабазы); 6 — контуры гранитизированных пород; 7 — слоистость; 8 — сланцеватость; 9 — линейность.

нии вещества в данной зоне. Складчатости подвергались не только карелиды, но и краевые зоны беломорид, в результате чего наблюдается согласованность их структур. Одновременно проявившиеся мигматизация и гранитизация затрудняют разграничение гранито-гнейсов беломорид от гранитизированных пород карелид и создают видимость постепенного перехода. При движении от оз. Ханкус в северном направлении комплекс гранитизированных карельских пород, содержащих реликты биотитовых сланцев, без видимого структурного несогласия сменяется комплексом беломорид.

Характер сочленения карелид и беломорид в трех районах Северо-Карельской структурной зоны не идентичен, но тем не менее он имеет целый ряд общих черт. Прежде всего во всех рассмотренных районах наблюдается согласованность структур, обусловленная вовлечением беломорид в складчатые движения карелид. Области сочленения, являясь тектонически ослабленными, благоприятны для проникновения гранитной магмы. Последняя оказывает гранитизирующее воздействие на метаморфические породы, стирает существовавшие между ними различия и создает впечатление постепенного перехода. При этом более мелкозернистые по сравнению с беломорскими карельские породы перекристаллизуются и приобретают облик крупнозернистых порфи-



бластических гранито-гнейсов и гранодиорито-гнейсов, по внешнему виду похожих на аналогичные по составу породы беломорид. Блоковая структура этой зоны (Шуркин, 1969) формируется позднее, когда складчатые движения отличались низкой интенсивностью и главная роль в формировании тектонических структур принадлежала дизъюнктивным нарушениям.

## СЕЛЕЦКИЕ СТРУКТУРЫ В РЕБОЛЬСКОМ ФУНДАМЕНТЕ

В период селецкого тектогенеза тектоническое строение ребольского фундамента было подвергнуто полной или частичной перестройке. В пределах Восточно-Карельской и Северо-Ладожской зон только в наиболее крупных гранито-гнейсовых поднятиях, выступах или глыбах фундамента сохранились реликтовые доселецкие структуры. В качестве примера можно назвать гранито-гнейсовые купола Северного Приладожья и Тунгудскую гнейсо-гранитную глыбу в Восточной Карелии. По удалении от зон селецкой складчатости степень переработки прогрессивно падает и ребольский структурный план выступает все более отчетливо. Однако вдоль отдельных зон шириной не более 20—40 км интенсивность селецких движений настолько высока, что предшествующие структуры оказываются полностью стертими.

Как видно из рис. 21, область ребольской складчатости рассечена двумя такими зонами. Южная зона проходит в центральной части области ребольской складчатости и особенно типично представлена в районе озер Тулос и Лендерское. Северная зона ответвляется от Восточно-Карельской зоны в районе восточного окончания оз. Верхнее Куйто и по плавной дуге, обращенной выпуклостью на северо-восток, через пос. Калевала и дер. Тихозеро уходит на территорию Финляндии, образуя южную границу Топозерско-Пяозерского блока в северной части области ребольской складчатости.

Характер селецких структур в области ребольской складчатости рассматривается ниже на примере трех районов, иллюстрирующих различную степень их проявления и перестройки ребольского фундамента.

Наибольшая интенсивность селецких движений свойственна южной части района озер Б. Ровкульское—Лексозеро—Тулос, геологически относящейся к Лендерско-Тулосской зоне движений. Район озер Челмозеро—Нюкозеро—Мельгозеро примыкает с запада к северной Калевальско-Тихозерской зоне интенсивной селецкой переработки. Ребольские структуры в пределах района сильно деформированы и затупеваны, но тем не менее прослеживаются достаточно отчетливо. Район озер Кимасозеро—Лувозеро является непосредственным продолжением к западу центральной части предыдущего района и иллюстрирует дальнейшее общее ослабление селецкой переработки, все большую локализацию движений в отдельных узких зонах, которые приобретают черты линейных зон скольжения, мелкого смятия и расщепления по мере удаления в область ребольской складчатости.

**Район оз. Тулос.** При характеристике ребольских структур района озер Б. Ровкульское—Лексозеро—Тулос отмечалось, что наиболее ранние северо-восточные структуры образуют в плане ряд флексурообразных изгибов, искажающих их общее направление. Эти флексурообразные изгибы представляют собой результат наложения запад-северо-западных селецких складок на ребольские. В южной части района в зоне озер Тулос—Короппи селецкие движения проявились особенно интенсивно. Как видно из рис. 24, все развитые в породах плоскостные элементы приобретают запад-северо-западную ориентировку. В обнажениях обычны многочисленные разнопорядковые мелкие складки, в которые смяты мигматитовая

полосчатость и жилы гранитов, оси (шарниры) которых погружаются на северо-запад под углами от 0 до 45°, а осевые плоскости в той или иной мере опрокинуты на северо-восток. Параллельно осевым поверхностям складок развит интенсивный кливаж и сланцеватость, нередко дополнительно подчеркиваемые более поздними зонами милонитизации. Проведенное изучение свидетельствует, что в целом строение зоны является антиклинальным, причем на территории Карелии присутствует только северо-восточное крыло антиклинали.

К зоне селецких деформаций приурочено большое количество запад-северо-западных даек долеритов, тогда как за ее пределами были встречены лишь единичные дайки, рассекающие мигматиты и породы ребольской мигматит-гранитной серии. В рассматриваемой зоне дайки основных пород также пересекают мигматиты, но сами в свою очередь секутся гранитными жилами поздней нижнепротерозойской мигматит-гранитной формации.

Внедрение магмы мигматизирующих гранитов происходило по трещинам до образования наблюдаемых в обнажениях мелких складок. В частности, в южной части оз. Лексозеро устанавливается, что наиболее ранние граниты приурочены к системе трещин, образующих сеть с длинными запад-северо-западными и короткими северо-западными сторонами, которые разбивают ребольские структуры. В дальнейшем эти трещинные мигматиты пересекаются системой параллельных запад-северо-западных гранитных жил с крутым юго-западным падением. В это же время породы субстрата были вторично захвачены порфиробластезом, широко проявленным и в области ребольской складчатости, в частности в зоне ребольского порфиробластеза, где он прослеживается в виде прерывистых субмеридиональных зон. Порфиробласты каждого из этапов отчетливо распознаются по разной окраске. Если для ребольского порфиробластеза свойствен серый и розовато-серый цвет полевого шпата, то порфиробласты селецкого возраста мясо-красные, либо пятнистые (от темно-серого до мясо-красного). Позднекинematicкие жилы гранитов, локализованные вдоль зон скальвания—скольжения, осложняющих крылья складок и секущих их, также присутствуют, но имеют подчиненное развитие.

К зоне селецких движений пространственно приурочены купольные структуры, из которых наиболее крупная располагается в районе оз. Короппи. В купольных структурах обнажается комплекс пород донижнепротерозойского фундамента, общей особенностью которого является тесная перемежаемость контрастных по составу пород, лейкократовых и меланократовых с преобладанием средних и основных разностей. Последние представлены двупроксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, гиперстен-биотитовыми гнейсами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми диорито-гнейсами. В подчиненном количестве присутствуют гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты. Судя по имеющимся данным, образование этих купольных структур также связано с селецким периодом деформации.

В целом контакты куполов с окружающими породами обнажены плохо. Исключение представляет купол оз. Короппи, где прекрасно обнажены пологопадающие (15—20°) северный и восточный контакты. Западный контакт близок к вертикальному. За пределами купола в приконтактной зоне развита зона бластомилонитов, ширина которой зависит от крутизны падения контактовой поверхности. Появление ее можно объяснить динамическим воздействием формирующегося купола на обрамляющие породы во время его диапирового поднятия (Паталаха, 1971). Как показывают наблюдения, образование купола происходит после ребольского порфиробластеза, так как порфиробластические гранодиориты в приконтактной зоне превращаются в бластокатаклазиты. В то же время породы купола



подверглись воздействию поздних нижнепротерозойских мигматит-гранитов и содержат складки и запад-северо-западную сланцеватость селецкого возраста. В результате куполообразования на один уровень с породами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации, были выведены глубинные пироксеновые сланцы и гнейсы.

Устанавливаемые отношения дайковой серии основных пород и мигматит-гранитов с селецкими запад-северо-западными движениями свидетельствуют об их длительном проявлении и, очевидно, неоднoактнoм формировании наблюдаемых складок. В юго-восточной части района между озерами Корoppi, Лексозеро и Каргиярви в северо-восточном контакте Тулоссо-Лендерской зоны активно проявились последующие движения, наложенные на раннеселецкие субширотные структуры. Наиболее ранними из них являются зоны порфиروبластеза субмеридионального направления, образующие полосы шириной до нескольких метров. Они сменяются зонами северо-восточной (30—40°) сланцеватости и кливажа. Наконец, наиболее поздними являются системы запад-северо-западных зон милонитизации и катаклаза, повторяющие раннеселецкие направления и подчеркиваемые интенсивным диафторезом пород с развитием хлорита, эпидота и серицита, нередко сопровождаемые сериями параллельных кварцево-эпидотовых жил. Дайки слабометаморфизованных габбро- и габбро-диабазов, идентичные со среднепротерозойскими интрузиями, также приурочены к этим структурам.

**Район озер Челмозеро—Нюкозеро—Мельгозеро.** За длительную историю геологического развития породы, слагающие район, неоднократно подвергались складчатым и разрывным деформациям, претерпели метаморфизм амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и ультраметаморфизм, в результате чего здесь исключительно широко развиты явления мигматизации и гранитизации. Все это привело к широкому площадному распространению комплекса гранито-гнейсов и различного типа мигматитов, среди которых лишь местами в незначительных количествах сохранились супракрустальные образования гимольской серии нижнего протерозоя. Наиболее полно нижнепротерозойские образования гимольской серии сохранились на юге района, у оз. Челмозеро. Здесь же менее всего искажены последующими движениями ранние складчатые структуры, что позволило установить общую стратиграфическую последовательность пород. Самыми древними породами района, залегающими в ядрах антиклинальных структур, являются зеленатово-серые, крупнозернистые, большей частью хорошо огнейсованные гнейсо-гранодиориты, первоначальная природа которых не установлена. Гнейсо-гранодиориты содержат реликты субстрата, представленного амфиболитами и мигматитами по биотитовым гнейсам.

Гнейсо-гранодиориты вверх по разрезу сменяются толщей мигматитов, большей частью по мелко- и среднезернистым биотитовым гнейсам. В основании этой толщи местами сохраняются гранат-ставролитовые гнейсы с дистеном. По всей толще мигматитов встречаются скналиты мелкозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и почти повсеместно отмечается вкрапленность магнетита.

Выше по разрезу залегает пачка переслаивания биотитовых, двуслюдяных гранат-биотитовых, нередко дистен- и ставролитсодержащих гнейсов. В гнейсах включены маломощные линзы амфибол-магнетитовых сланцев и железистых кварцитов. Эта пачка сменяется горизонтом амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев с прослоями и линзами амфиболитов, иногда с гранатом.

Венчает разрез толща темно-серых биотитовых (лептитовидных) гнейсов. На юге района она подстилается кварцитовидными породами. Все породы района испытали по крайней мере три последовательные фазы



Рис. 43. Схема тектонического строения района озер Челмозеро—Нюкозеро—Мельгозеро. Составили Е. Ф. Белоусов, Н. Ф. Демядов, А. И. Крохин, Н. В. Мельянцева.

1 — лептитовидные гнейсы и сланцы; 2 — биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы; 3 — биотитовые, двуслюдяные, гранат-биотитовые, ставролитовые гнейсы с линзами амфибол-биотитовых сланцев и железистых кварцитов; 4 — гнейсо-гранодиориты; 5 — мигматиты; 6 — граниты; 7 — оси синклинальных структур первой генерации; 8 — оси антиклинальных структур первой генерации; 9 — ось синклинальной структуры второй генерации; 10 — ось антиклинальной структуры второй генерации; 11 — главные тектонические нарушения; I — Челмозерско-Мельгозерская синклиналь; II — Нюкозерская антиклиналь.



(этапа) складчатых деформаций, в результате которых был сформирован комплекс складчатых структур различного характера и направления. Наиболее крупные структуры двух более ранних возрастных генераций схематически изображены на рис. 43.

В ходе первого этапа образования гимольской серии были смяты в узкие, сильно сжатые, часто изоклинальные складки север-северо-западного направления. Осевые плоскости этой серии складчатых структур опрокинуты на восток-северо-восток. На территории района к этой генерации складчатых структур относится Челмозерско-Мельгозерская синклиналь и сменяющие ее к западу и востоку антиклинали. Челмозерско-Мельгозерская синклиналь является непосредственным продолжением Хедозерско-Челмозерской синклинали, выделенной М. М. Стенарем (1964). Размах крыльев этой синклинали на юге района 4—5 км, на севере сужается до 2—3 км. По простирацию она прослеживается в пределах района на расстоянии свыше 40 км. Прослеживаемая с юга на север Хедозерско-Челмозерская синклиналь последовательно меняет свое направление с меридионального на северо-восточное и широтное, а затем на северо-западное. Ее западное крыло севернее оз. Нюк сохраняется лишь частично. Породы восточного крыла испытали особенно сильную мигматизацию и севернее оз. Челмозеро прослеживаются лишь отрывками в поле однородных порфиробластических мигматитов и гранито-гнейсов.

Породы, относящиеся к верхам гимольской серии (лептитовидные гнейсы и сланцы) и залегающие в ядерной части Челмозерско-Мельгозерской синклинали, также сохраняются в основном лишь в районе оз. Челмозеро, далее по простирацию к северу они переходят в порфиробластические гнейсы и мигматиты.

Нюкозерская антиклиналь, сменяющая Челмозерско-Мельгозерскую синклиналь к западу, имеет размах крыльев 5—8 км, местами до 12 км. По простирацию с юга на север она тянется на 40 км и в районе оз. Мельгозеро замыкается. Ось этой антиклинали в плане ведет себя точно так же, как ось описанной синклинали. Между озерами Нюкозеро и Мельгозеро сводовая часть Нюкозерской антиклинали осложнена синклинальной складкой с размахом крыльев до 1 км. Ядро антиклинали сложено гнейсо-гранодиоритами, которые тянутся непрерывной полосой от оз. Челмозеро до оз. Нюкозеро, а севернее оз. Нюкозеро выходят на дневную поверхность лишь местами.

Гнейсо-гранодиориты, слагающие ядро антиклинали, сменяющей Челмозерско-Мельгозерскую синклиналь к востоку, обнаружены лишь у самой северной оконечности оз. Нюкозеро в районе пос. Пизмагуба.

Крылья этих наиболее крупных складок осложнены в свою очередь более мелкими складками различных порядков. Примечательно, что следы ранних складок, подчеркиваемые полосами, обогащенными биотитом, сохраняются часто даже в поле мигматитов.

Складки первой генерации в свою очередь смяты складками с северо-западными осевыми плоскостями ( $300-320^\circ$ ) и осями, погружающимися на северо-запад под углом от  $30$  до  $60^\circ$ . Параллельно осевым плоскостям этих складок развиваются кливаж и сланцеватость осевой плоскости, а направлению осей складок соответствует хорошо выраженная минеральная линейность по биотиту, амфиболу, кварцу и полевым шпатам. По сравнению со складками первой генерации наложенные складки более открытые, хотя имеют резко выраженную асимметричную форму. В пределах района выделяются две крупные складчатые структуры второй генерации. Между озерами Челмозеро и Нюкозеро расположена антиформная складка с размахом крыльев 5—7 км, прослеженная на расстоянии 16 км. К северо-востоку она сменяется синформной структурой, с коротким южным крылом, имеющим субширотное простираание, и длинным север-

ным крылом северо-западного простирания. Перегиб этой структуры располагается в западной части оз. Нюк. Крылья этих складок также осложнены более мелкими складками различных порядков.

Поскольку к югу от рассматриваемого района в складки такого же направления смяты образования большезерской серии, залегающей с перерывом и несогласием на породах гимольской серии, образование наложенных складок отвечает селедкому периоду складчатости. По-видимому, в заключительный этап деформации заложились и зоны нарушений северо-западного направления ( $\approx 300^\circ$ ), развитие которых продолжалось и в четвертичное время (об этом свидетельствует, в частности, современный рельеф). Часть из этих нарушений была заполнена дайками габбро-диабазов и амфиболитов. По некоторым из этих зон происходили значительные подвижки. Так, по Челмозерскому сбросо-сдвигу крылья Челмозерско-Мельгозерской синклинали смещены в плане по отношению к крыльям Хедозерско-Челмозерской синклинали на юго-восток на расстояние до 2 км.

Этими нарушениями район разбит на блоки, приподнятые относительно друг друга, причем севернее оз. Нюкозеро блоки были, по-видимому, подняты выше и в настоящее время мы здесь имеем более глубокие эрозионные срезы, чем можно объяснить более широкое развитие здесь мигматитов и гранитов и меньшую сохранность пород гимольской серии.

Предположительно с селедким периодом деформации связано образование порфиروبластических мигматитов и гранитов плагиомикроклинового состава, особенно широко распространенных во внутренней части наложенной антиформы.

К третьему этапу деформации относятся очень пологие, открытые складки с северо-восточными осевыми плоскостями, в которые смяты широтные крылья селедских структур. Эта деформация проявилась в районе довольно слабо, лишь местами в обнажениях фиксируются мелкие складки северо-восточного направления и секущая сланцеватость, параллельная осевым плоскостям этих складок. В плоскостях сланцеватости развивается минеральная линейность с юго-западным погружением. Иногда северо-восточными складками сминаются отмеченные выше дайки габбро-диабазов и амфиболитов северо-западного направления. Возрастная привязка этой фазы деформаций неясна.

В заключение следует сказать, что в пределах рассматриваемого района все породы, слагающие выделенные выше толщи и пачки, имеют отчетливо выраженный одинаковый план деформаций и залегают без какого-либо структурного несогласия между собой. Это обстоятельство не позволяет однозначно решить вопрос о нижней границе нижнепротерозойских образований данного района.

**Район озер Кимасозеро—Лувозеро.** Территория района (рис. 44) сложена разнообразными гранитоидами, представляющими собой как изверженные породы, так и метасоматические образования, средний состав которых близок к гранитному, но которые представляют результат глубокой переработки более ранних как изверженных, так и суперкрупных пород. Наиболее древними породами района являются гнейсо-гранодиориты, образующие реликтовые вытянутые в субмеридиональном направлении разобщенные полосы и сопоставимые с гнейсо-гранодиоритами района озер Челмозеро—Нюкозеро—Мельгозеро. Эти реликтовые полосы относительно слабо захваченных последующей мигматизацией пород сами содержат немногочисленные расплывчатые включения амфиболовых гнейсов, амфиболитов и обогащенные слюдой участки. Они окаймляются порфиروبластическими мигматит-гранитами и мигматит-гранодиоритами, возникшими в результате активного воздействия на гнейсо-гранодиориты плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов.



В разных частях района встречаются разрозненные обрывки и реликты пород гимольской серии нижнего протерозоя, представленные мелкозернистыми слоистыми биотитовыми, амфибол-биотитовыми и гранат-амфиболовыми сланцами, постоянно в той или иной мере мигматизированными. Их взаимоотношения с гнейсо-гранодиоритами остаются неясными, но по аналогии с предыдущим районом последние могут рассматриваться как более древние, возможно архейские образования. Все более молодые породы района представлены разнообразными гранитами. В последовательности их образования они подразделяются на ранние существенно плагиоклазовые граниты, группу плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых

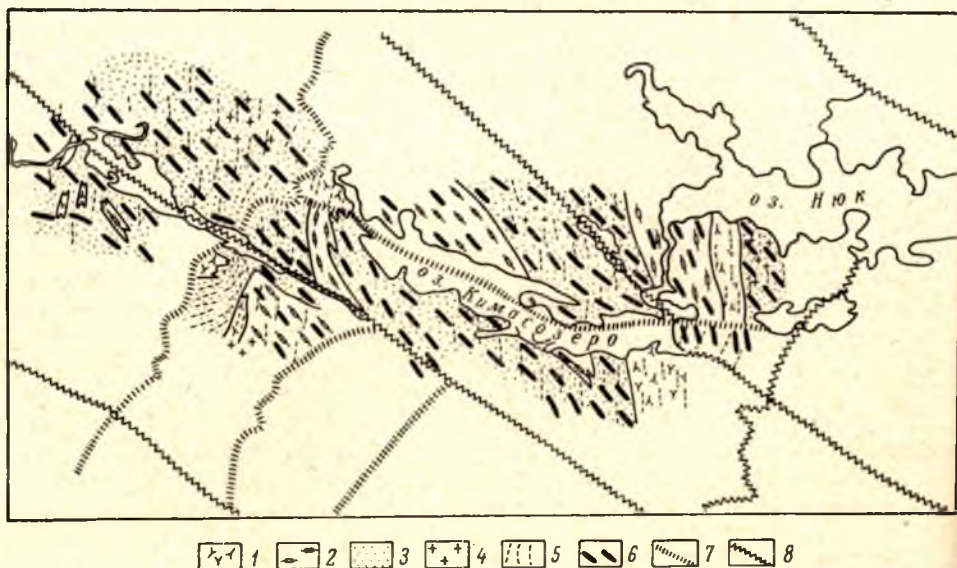


Рис. 44. Схематическая геолого-тектоническая карта района озер Кимасозеро—Лув-озеро. Составили В. Я. Горьковец, К. А. Инина, М. Б. Раевская.

1 — гнейсо-гранодиориты; 2 — порфиробластические граниты по гнейсо-гранодиоритам; 3 — мигматиты плагиогранитов, плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов по биотитовым, амфиболовым гнейсам, гранат-биотитовым и амфиболовым сланцам гимольской серии; 4 — микроклиновые граниты; 5 — направление основных структурных элементов первой фазы складчатости; 6 — направление основных структурных элементов второй фазы складчатости; 7 — ранние разломы; 8 — поздние разломы.

гранитов и поздние существенно микроклиновые граниты, аплиты, пегматиты и порфиробластические граниты.

Среди тектонических структур района выделяется не менее трех возрастных генераций, отвечающих трем главным этапам тектонических движений.

Структуры первого этапа опознаются в гнейсо-гранодиоритах и реликтах пород гимольской серии, где они представлены гнейсовидностью, сжатыми складками слоистости и мигматитовой полосчатости меняющегося направления — от широтного до меридионального и северо-западного. Изменчивость залегания складок первого этапа обусловлена их последующей деформацией в ходе второго этапа (рис. 45), но в целом по району, как это видно из рис. 44, структуры первого этапа имеют меридиональное и северо-восточное направление.

Повсеместно на ранние меридиональные структуры наложены сланцеватость, гнейсовидность, мелкие складки, вдоль которых ориентированы многочисленные жилы плагиомикроклиновых гранитов и порфиробласты полевого шпата в порфиробластических гнейсо-гранодиоритах общего за-

пад-северо-западного простирания (СЗ 290—320°), имеющие обычно крутое юго-западное падение и северо-западное погружение шарниров мелких складок и параллельной им минеральной линейности. Особенно интенсивные движения второго этапа локализованы в зоне озерных котловин Кимасозеро и Лувозеро. По берегам последнего в полосе шириной до 1 км реликтовые направления структур первого этапа обычно полностью стерты, и в породах развита только резкая запад-северо-западная сланцеватость и бластомилонитовая полосчатость. При приближении к озеру в развитых южнее его плагиоклазовых гранитах и гнейсо-гранодиоритах



Рис. 45. Взаимоотношение осей складок первой ( $S_1$ ) и второй ( $S_2$ ) фаз складчатости.

1 — мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по амфибол-биотитовому гнейсам; 2 — 3 — реликтовые полоски биотитового (2) и биотит-амфиболового (3) состава.

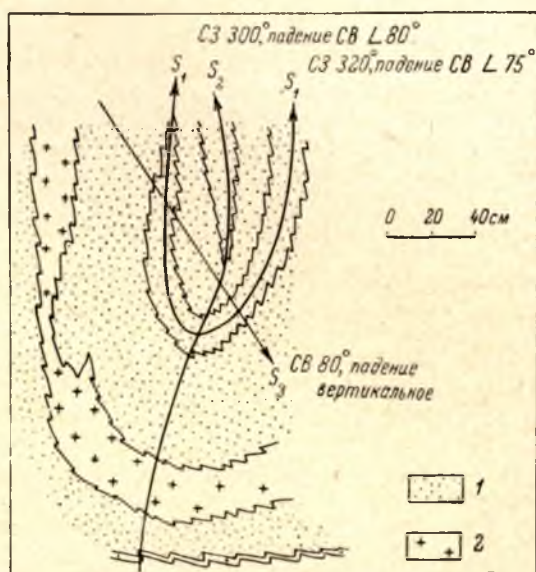


Рис. 46. Взаимоотношение структурных элементов первой ( $S_1$ ), второй ( $S_2$ ) и третьей ( $S_3$ ) фаз складчатости.

1 — гранат-биотитовые сланцы; 2 — плагиограниты.

прогрессивно нарастает интенсивность мелкого смятия ранней гнейсовидности, сопровождаемая общей переориентировкой ее в северо-западное направление. Аналогичным образом ведут себя ранние структуры при приближении к оз. Кимасозеро, на островах и по берегам которого простирание ранних структур оказывается северо-западным (СЗ 320—340°), осложненным асимметричными складками нескольких порядков с запад-северо-западными осевыми поверхностями (СЗ 290—320°). Вдоль осевых поверхностей складок идут жилы плагиомикроклиновых гранитов, нередко представляющие собой ответвления от широкообразных скоплений гранитного материала в перегибах складок. В свою очередь в гранитах развита запад-северо-западная сланцеватость и гнейсовидность, подчеркиваемые биотитом, зоны тонкой трещиноватости и бластомилонитизации. Формирование плагиомикроклиновых гранитов, следовательно, происходило во время запад-северо-западных движений.

Таким образом, линейные зоны наиболее интенсивных запад-северо-западных движений, подчеркиваемые современными котловинами озер



Кимасозеро и Лувозеро, несут в себе черты, сближающие их с разломами. Для них свойствен один и тот же план движений с относительным смещением северных блоков на северо-запад, а южных на юго-восток. В мелком масштабе они выступают как зоны флексурных изломов, пластических сдвигов, тогда как в крупном масштабе (особенно в масштабе отдельных выходов) — это зоны наиболее интенсивной складчатости.

Тесная связь линейных форм современного рельефа с тектоническими структурами докембрийских пород обращает на себя особое внимание. В рассматриваемом районе прямолинейные запад-северо-западные формы, подчеркивающие направления структур второго этапа, ассоциируются с линейными, но извилистыми северо-восточными, несомненно, более древними формами, в особенности подчеркиваемыми современной гидросетью.

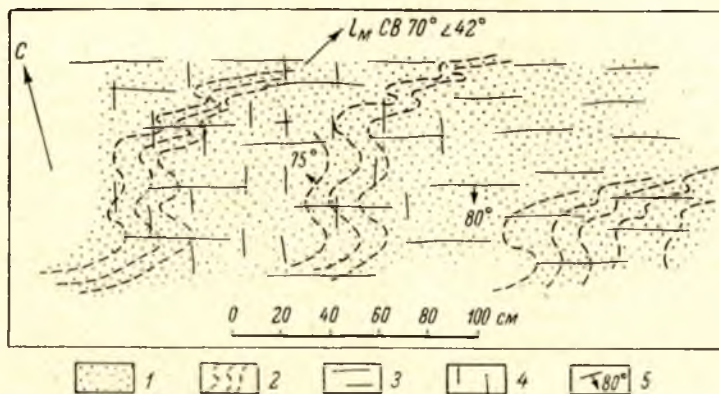


Рис. 47. Взаимоотношение структурных элементов трех фаз складчатости.

- 1 — мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по биотитовым гнейсам;  
2 — струйчатое направление гнейсовидности первой фазы складчатости;  
3 — наложенная гнейсовидность второй фазы складчатости; 4 — наложенный кливаж третьей фазы складчатости; 5 — элементы залегания.

Схематически эти два направления также показаны на рис. 44. По всей вероятности северо-восточные формы отражают направления блоковых движений, непосредственно предшествующих формированию структур второго этапа или, возможно, даже меридиональных структур.

Структурные элементы, свидетельствующие о проявлении в районе вслед за формированием структур второго этапа тектонических движений северо-восточного направления, представлены локально развитыми мелкими флексурообразными складками (рис. 46) и немногочисленными зонами вертикального кливажа скалывания—скольжения (рис. 47), которые практически не изменили сколько-нибудь заметно облик предшествующих структур и их ориентировку.

Таким образом, несмотря на доминирующее развитие нижнепротерозойских гранитоидов и сопряженную с ними почти повсеместно очень интенсивную мигматизацию, в пределах района устанавливаются те же этапы тектонических движений, что и в расположенном восточнее районе озер Челмозеро—Нюкозеро. Интенсивная мигматизация, сопряженная во времени с образованием структур второго этапа, в значительной мере затушевала ранние структуры, для которых сейчас можно установить лишь общее направление, но нельзя выделить и проследить конкретные, даже наиболее крупные складки. В то же время движения второго этапа приобретают такие черты, которые сближают зоны их наиболее высокой интенсивности с разломами.

## ОСОБЕННОСТИ СТИЛЯ СЕЛЕЦКИХ ДВИЖЕНИЙ И КОРРЕЛЯЦИЯ ФАЗ СКЛАДЧАТОСТИ

Тектонические структуры селецкого периода по отношению к ребольским являются отчетливо сквозными и независимыми. Это относится как к структурам сумийско-сарнилийского комплекса, представленным наложенными синклиналиями, мульдами и грабенами с автономным внутренним строением, так и к зонам смятия в ребольском фундаменте, внутреннее строение которых обнаруживает такую же автономность и независимость от предшествующих структур. В то же время рассмотренные на примере отдельных районов и структур особенности проявления селецких движений в трех геологически различных обстановках свидетельствуют, что селецкие структуры сумийско-сарнилийского комплекса, стратиграфически состоящие из образований сарнилия и сумия, радикально отличаются от селецких структур, развитых в доселецком фундаменте, равно как и от структур, отнесенных выше к типу унаследованных прогибов. Вместе с тем селецкие структуры двух последних геологических обстановок обнаруживают как непосредственные пространственные переходы друг в друга, так и высокую степень сходства во всех отношениях. Их особенности поэтому могут быть рассмотрены совместно.

### Унаследованные прогибы и зоны движений в доселецком фундаменте

В регионально-тектоническом аспекте зоны переработки доселецких структур, равно как зоны унаследованных прогибов, образуют единую систему тектонических элементов, пространственное расположение которой определяет наиболее существенные черты строения всей области селецкой складчатости или точнее области с доминирующими селецкими направлениями региональных тектонических структур.

**Региональный структурный план.** Основной особенностью регионального структурного плана является закономерное чередование в пространстве тектонических структур двух направлений: север-северо-западного и запад-северо-западного. Оба направления представляются совершенно равноценными и одновременными, так как зоны север-северо-западных движений, непрерывно меняя свое направление, переходят в субширотные. Наиболее важные зоны, в пределах которых доселецкие структуры почти полностью стерты, выделены на рис. 21 самостоятельным контуром в отличие от участков развития селецких структур, которые только частично искажают и затушевывают предшествующее строение. И те, и другие по своему характеру являются зонами преимущественно складчатых движений и структурные направления внутри них характеризуют простираание тектонических элементов, параллельных осевым поверхностям складок. Как видно из рис. 21, зоны наиболее интенсивного проявления складкообразовательных (но не только) движений образуют как бы сеть, в ячейках которой располагаются блоки и массивы фундамента, в той или иной мере сохранившие древний структурный план. Упомянутые выше зона Ветреного Пояса, Восточно-Карельская, Северо-Карельская и Северо-Ладжская зоны представляют собой зоны развития унаследованных прогибов и вместе с тем зоны селецких движений первого порядка. Первые три непосредственно связаны друг с другом и структурно представляют собой систему необращенных синклинорий, разобщенных выступами фундамента, полностью или почти полностью переработанного селецкими движениями. Северо-Ладжская зона, по геофизическим данным, смыкается со структурами Восточно-Карельской зоны южнее Онежского озера (Зандер и др., 1967), но она представляет собой обращенный прогиб, осевая часть которого является антиклинорием. Только внешняя, краевая часть зоны



(Янисъярвинский синклиниорий) принадлежит к необращенным неинверсированным прогибам. Нельзя не заметить, что по своему масштабу, ширине складчатого пояса Северо-Ладжская зона, являющаяся частью складчатой системы свекофеннид Финляндии и Швеции, намного превосходит другие зоны селецких движений. Краевая же часть зоны, несомненно развившаяся на жестком консолидированном основании и отделенная от внутренних частей поясом гранито-гнейсовых куполов фундамента, по своим масштабам соответствует прогибам (синклиниориям) Восточно- и Северо-Карельской зон. Хотя в пределах синклиниория проявились ребольские движения, о чем свидетельствуют перерыв и несогласие между сортавальской и ладожской сериями в Янисъярвинском синклиниории и между ириногорской и хирвинаволокской свитами в Кукаозерско-Тикшозерском синклиниории, они не вывели эти зоны из режима осадконакопления. С другой стороны, на интенсивно смятых нижнепротерозойских образованиях с перерывом и несогласием залегают породы ятулия, также образующие пологие синклинальные структуры и мульды (Летнеозерская мульда, Шомбозерская синклиналь, Панаярвинская синклиналь) в центральных частях синклиниория Восточной и Северной Карелии, либо располагающиеся в узких линейных моноклиналях, представляющих остатки наложенных синклиналей, локализованных вдоль пограничных разломов, возобновление движений по которым вызвало образование этих односторонних покровных структур с надвигом на них пород основания. К этому типу принадлежат ятулийские структуры вдоль северной границы Янисъярвинского синклиниория и синклиниория Ветреного Пояса. Это говорит о том, что знак тектонических движений в пределах прогибов устойчиво сохранялся на протяжении всего карельского цикла тектонического развития и прогибы в зонах селецких движений являются в этом плане унаследованными.

Указанные зоны селецких движений разделяют блоки фундамента первого порядка. К северу и востоку от Северо-Карельской и Восточно-Карельской зон располагается Беломорский блок, в котором сохранились структуры беломорид (архея). К югу и западу от них идет область с сохранившимися ребольскими структурами, представляющая собой часть Восточно-Финляндского блока (Полканов, 1939). С юга и запада ее границей служат селецкие структуры Северо-Ладжской зоны, продолжающиеся на территории Финляндии, где они рассматриваются как свекофенский складчатый пояс (Вяюрюнен, 1958). Наконец, между зоной Ветреного Пояса и Восточно-Карельской зоной располагается гранито-гнейсовый Восточно-Онежский блок. Таким образом, основные современные тектонические единицы докембрия на территории Карелии определились в ходе селецких движений.

Блоки фундамента также испытали воздействие селецких движений, хотя, как правило, селецкие структуры не являются определяющими в формировании наблюдаемого структурного плана и лишь в той или иной мере искажают первоначальные направления и облик доселецких структур, не уничтожая их полностью. Интенсивность селецкой переработки в целом падает по удалении от отмеченных зон движений. В пределах Карелии в области ребольской складчатости устанавливаются две секущие зоны селецких движений второго порядка: Лендерско-Тулосская и Калевальско-Тихтозерская. Обе зоны ответвляются от Восточно-Карельской зоны, имеют запад-северо-западное простирание и ширину от 20 до 40 км. Только в пределах этих зон ребольские структуры полностью стерты (стр. 108).

**Стиль деформации.** В пределах всех перечисленных зон запад-северо-западные и северо-западные складки имеют шарниры, погружающиеся преимущественно на северо-запад, и опрокинутые на северо-восток осевые

поверхности. Как правило, подвернутые северо-восточные крылья антиклинальных складок сорваны вдоль надвигов и взбросов, и северо-восточные границы зон являются тектоническими швами. Имеющиеся данные по хорошо изученным зонам, таким как Северо-Ладжская и Северо-Карельская, показывают, что с шарнирами макроскопических складок совпадает минеральная линейность, и они совместно оказываются параллельными шарнирами наиболее крупных складок. Таким образом, устанавливается единство стиля селецких движений в пространственно разобщенных и структурно различных зонах. Эти черты селецких движений и структур, с другой стороны, резко отличаются от стиля ребольской складчатости.

Как уже отмечалось, для ребольских структур свойственно крутое, почти по падению осевых поверхностей, погружение шарниров макроскладок и линейности и их несовпадение с пологопогружающимися осями главных складок, направление которых практически совпадает с простиранием осевых поверхностей. Во-вторых, для ребольских структур в области перехода от одного направления складок к другому свойственна ассоциация одновременно формировавшихся продольных и поперечных складок, тогда как переход северо-западных ( $330-340^\circ$ ) селецких структур в субширотные ( $290-310^\circ$ ) осуществляется непрерывно по простирацию. В-третьих, синскладчатые нарушения в ребольских структурах представлены в основном зонами срыва и скольжения с преобладающим горизонтальным компонентом, т. е. сдвигового типа. Напротив, синскладчатые нарушения в селецких структурах имеют преобладающе надвиговой и взбросовой характер. Только во внутренних осевых частях Северо-Ладжской зоны, испытавших интенсивный ультраметаморфизм, синскладчатые нарушения приобретают также сдвиговой характер. Описанные выше узкие зоны селецкой переработки в районе озер Кимасозеро—Лувозеро, где селецкие движения сопровождаются интенсивной повторной мигматизацией пород фундамента, также характеризуются преобладанием горизонтального компонента. Проводя это сравнение, нельзя не отметить, что региональные зоны разломов ребольского возраста пока не установлены и предположительно к структурам ребольского заложения можно отнести лишь зону нарушений, протягивающуюся на северо-восток от района Хаутаваара-Чалка, на юго-восточный угол оз. Сегозеро и далее к г. Беломорску. Напротив, региональные разломы раннеселецкого заложения, в частности пограничные с Беломорским блоком, в настоящее время могут считаться доказанными как геологическими данными, так и геофизическими исследованиями. Эти отличительные особенности структур двух сравниваемых периодов тектонического развития ранних корелид свидетельствуют, что структуры селецкого периода сформировались на более высоком уровне в условиях меньшей глубинности деформации, чем структуры ребольского периода.

**Последовательность тектонических движений.** В пределах унаследованных прогибов история тектонических движений вполне отчетливо подразделяется на два этапа. На первом этапе были сформированы системы сжатых, изоклинальных, опрокинутых складок северо-западного и запад-северо-западного направления, осложненных надвигами и взбросами. Эти структуры формируют региональный структурный план области селецкой складчатости или, иначе говоря, последний отражает главным образом, если не исключительно, особенности раннеселецких структур. Как в Северо-Ладжской, так и в Северо-Карельской зонах движения первого этапа в свою очередь не были одноактными. В их истории могут быть выделены по крайней мере две структурно-документированные фазы складчатости вдоль одних и тех же запад-северо-западных направлений. С развитием структур первого этапа связано формиро-



вание широкого спектра пород — от основных и ультраосновных до кислых. Тектонические структуры второго этапа в Северо-Ладжской зоне также отчетливо подразделяются на две генерации: раннюю, представленную меридиональными структурами, и позднюю, для которой свойственны северо-восточные и восток-северо-восточные направления. Сходная последовательность устанавливается и в Северо-Карельской зоне, где вслед за запад-северо-западными структурами первого этапа ( $F_1$ ) формируются меридиональные и северо-восточные структуры, относимые к  $F_2$ , далее опять сменяемые субширотными складками с вертикальными осевыми поверхностями, относимыми к  $F_3$ .

История движений в зонах селецких структур второго порядка также распадается на два этапа. Для первого этапа свойственны запад-северо-западные сжатые опрокинутые складки, формирование которых, скорее всего, было неодновременным, о чем свидетельствуют такие признаки, как сопряженность с ними раннескладчатых основных пород и более поздних, но синкинематических гранитов. Вслед за субширотными структурами формируются меридиональные зоны развития кливажа, сланцеватости, порфиробластеза и т. п.

Таким образом, уже имеющиеся данные говорят о весьма сложной истории тектонических движений селецкого периода, которая, однако, требует дальнейшего уточнения и детализации и вполне возможно окажется еще более сложной. С образованием тектонических структур первого этапа связан прогрессивный региональный метаморфизм, синкинематическая гранитизация и внедрение гранитондов, которые в той или иной мере продолжают и в ходе движений второго этапа, особенно его первой меридиональной фазы. В целом движения и структуры первого этапа имеют решающее значение в формировании современного строения области селецкой складчатости. Созданные в это время многочисленные ослабленные зоны в дальнейшем неоднократно возобновлялись и продолжали существовать как долгоживущие разломы.

## О ПОЛОЖЕНИИ И МЕСТЕ СТРУКТУР СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Сопоставляя характер тектонических структур сумийско-сариолийского комплекса со структурами селецкого возраста в более древнем фундаменте в одних и тех же районах Центральной и Западной Карелии, нельзя не видеть их глубокого различия. В современном эрозионном срезе сумийско-сариолийские толщи образуют мульды и синклинали с пологими крыльями, не осложненные разнопорядковыми складками. Во многих случаях эти структуры сильно разбиты тектоническими нарушениями, которые в значительной мере захватывают и ятулийские образования. С учетом роли движений кондопожского времени можно заключить, что сумийско-сариолийские образования к началу ятулийского осадконакопления были смяты в пологие открытые флексурообразные синклинали и брахиморфные складки, падение крыльев которых вряд ли превышало 40—50°. По своему характеру эти структуры относятся к типичным структурам поверхностного покрова, залегающим на сложно-дислоцированном фундаменте. Если к этому добавить, что интенсивный метаморфизм средних и высоких ступеней, синкинематическая гранитизация и многочисленные интрузии гранитов, сопровождающие образование селецких структур в ребольском фундаменте, не захватывают породы сумийско-сариолийского комплекса, где обнаруживаются лишь единичные гранитные жилы и известны лишь единичные случаи эруптивных контактов с гранитами (например, район рудника Бергаул), то эти различия становятся еще более значительными. Они, очевидно, могут быть следст-

нием: 1) более молодого возраста пород и структур сумийско-сарнилийского комплекса в сравнении с сумийскими образованиями унаследованных прогибов и их тектоническими структурами, равно как в сравнении с селецкими структурами в ребольском фундаменте; 2) резко различного проявления селецких движений в вертикальном разрезе земной коры, быстрого затухания складчатой деформации по направлению к поверхности. Так как эти причины не являются альтернативными, они могли, кроме того, действовать совместно. Современное состояние наших знаний, в частности, отсутствие информации о последовательности фаз движений и генерациях тектонических структур в породах сумийско-сарнилийского комплекса, равно как и отсутствие данных о характере селецких структур в породах фундамента, непосредственно примыкающих к сумийско-сарнилийским образованиям, не позволяют достаточно полно оценить роль обоих факторов. Поэтому имеющиеся данные в лучшем случае дают определенные предпосылки для возможного решения этого вопроса.

В строении разрезов сумийско-сарнилийского комплекса обращает внимание сравнительно большая роль кислых эффузивов, в особенности кератофиров и кварцевых порфиров, которые присутствуют в нижних и средних частях разреза. Эта особенность находится в резком контрасте с лишенными вулканитов терригенными флишондными разрезами сумийских образований Северо-Ладожской зоны и восточной части Северо-Карельской зоны. В то же время представляется вполне логичным предположение, что эффузивная деятельность на поверхности является лишь отражением процессов, происходящих в глубине коры, где в это время должны формироваться массивы гранитоидов. Такое предположение может объяснить исключительную приуроченность интрузий гранитоидов к породам, являющимся фундаментом по отношению к сумийско-сарнилийскому комплексу; но оно имеет два важных следствия. Во-первых, поскольку интрузии гранитоидов оказываются в целом синхронными с образованиями сумийско-сарнилийского комплекса, сумийские образования ладожской серии и хирываоловской свиты должны быть более древними, так как интрузии формируются, когда эти породы испытывают складчатую деформацию, причем, очевидно, не самой ранней фазы. Во-вторых, поскольку интрузии гранитоидов формируются по крайней мере на глубине в несколько километров, на современном эрозионном срезе они должны быть отделены тем или иным расстоянием от контактов пород сумийско-сарнилийского комплекса. Данные на этот счет весьма отрывочные, хотя и не противоречат такому выводу. Так, в частности, в районе озер Кимасозеро—Лувозеро интенсивность развития селецких плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов к югу быстро падает, так что в пяти-шести километрах южнее дер. Кимасозеро гранодиорито- и диорито-гнейсы содержат лишь единичные жилы гранитов. В то же время селецкие складки и сланцеватость по-прежнему развиты в этих породах. Такое быстрое уменьшение не только степени селецкой мигматизации, но и количества гранитов, возможно, находится в связи с тем, что в 10 км южнее дер. Кимасозеро находится довольно крупный, сохранившийся в зоне грабена останец пород сумийско-сарнилийского комплекса (Стенарь, 1964). Возможно также, что именно по этой причине столь редки и гранитные жилы непосредственно в породах сумийско-сарнилийского комплекса.

Проверка справедливости этого вывода, очевидно, представляет одну из задач дальнейших исследований, но в этой связи нельзя не отметить, что установление ареалов распространения селецких гранитоидов и границ развития процессов мигматизации относительно сумийско-сарнилийских образований может дать весьма подробную информацию как о глубине кристаллизации гранитов и верхней границе мигматизации, так и



о прошлых контурах областей развития образований сумийско-сарнилийского комплекса. Значение такой информации как в научном, так и практическом плане трудно переоценить.

Что касается первого следствия, то, по всей вероятности, прямое подтверждение его реальности обнаруживается в Северо-Карельской зоне при сравнении Кукаозерско-Тикшозерского и Панаярвинского синклиналиев, располагающихся на продолжении друг друга и разделенных гранитоидами и гранито-гнейсами архея—нижнего протерозоя. В первом из них развиты сложнодислоцированные, сильно метаморфизованные и частью мигматизированные породы нижнесумийской хирвинаволоксской свиты, тогда как во втором — слабометаморфизованные и дислоцированные образования сумийско-сарнилийского комплекса. Этот контраст в тектонических структурах, строении разреза, степени метаморфизма и развитии гранитоидов в данном случае нельзя объяснить естественным затуханием деформации в западном направлении, так как данные по участку оз. Соколозеро, расположенному в промежутке между двумя синклиналями, не дают оснований для такого заключения. Более правильным будет сказать, что раннеселецкие структуры, в которые смяты породы хирвинаволоксской свиты, непрерывно протягиваются на запад, где они перекрыты образованиями сумийско-сарнилийского комплекса.

В других районах Карелии о более молодом возрасте сумийско-сарнилийского комплекса по сравнению со структурами раннеселецкого этапа свидетельствует обилие галек синкинематических плагномикроклиновых и микроклиновых гранитов и их пегматитов в сарнилийских конгломератах. Эти породы в то же время отсутствуют в составе гранитных конгломератов основания большезерской серии, где гранитный материал представлен исключительно плагногранитами, гранодиоритами и их мигматитами по различным гнейсам и сланцам гимольской серии.

Таким образом, подводя итог сделанному краткому обсуждению, можно заключить, что имеющиеся данные не противоречат предположению о более молодом возрасте сумийско-сарнилийского комплекса по сравнению с сумийскими терригенными флишондными образованиями ладожской серии и хирвинаволоксской свиты. Отложение пород комплекса, очевидно, началось не раньше проявления движений второй, заключительной фазы раннеселецкого этапа и, возможно, по отношению к первому этапу является постскладчатым. В соответствии с этим образования сумийско-сарнилийского комплекса в составе основных и кислых эффузивов тунгудско-надвоицкой серии и сарнилийских конгломератовых и сланцево-конгломератовых толщ, скорее всего, являются верхнесумийскими, тогда как породы ладожской серии и хирвинаволоксской свиты образуют нижнесумийскую последовательность. Возможно, наконец, что их возрастным аналогом в районах Центральной Карелии являются мощные толщи филлитовидных и туфогенных часто ритмичнослоистых сланцев, развитые к западу от оз. Сегозеро между Сегозерской и Янгозерской мульдами среднего протерозоя. Эти образования подстилают несогласно перекрывающие их породы сумийско-сарнилийского комплекса, но по особенностям состава и строения заметно отличаются от ассоциаций пород гимольской и парандовской серий.

## КОНДОПОЖСКИЙ ПЕРИОД ДЕФОРМАЦИЙ

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЯТУЛИЯ

Кондопожский период складчатости, охватывающий отложения веления, суйсария, ятулия, а также проявившийся в образованиях доятулийского основания, наиболее отчетливо отразился в ятулийских отложениях.

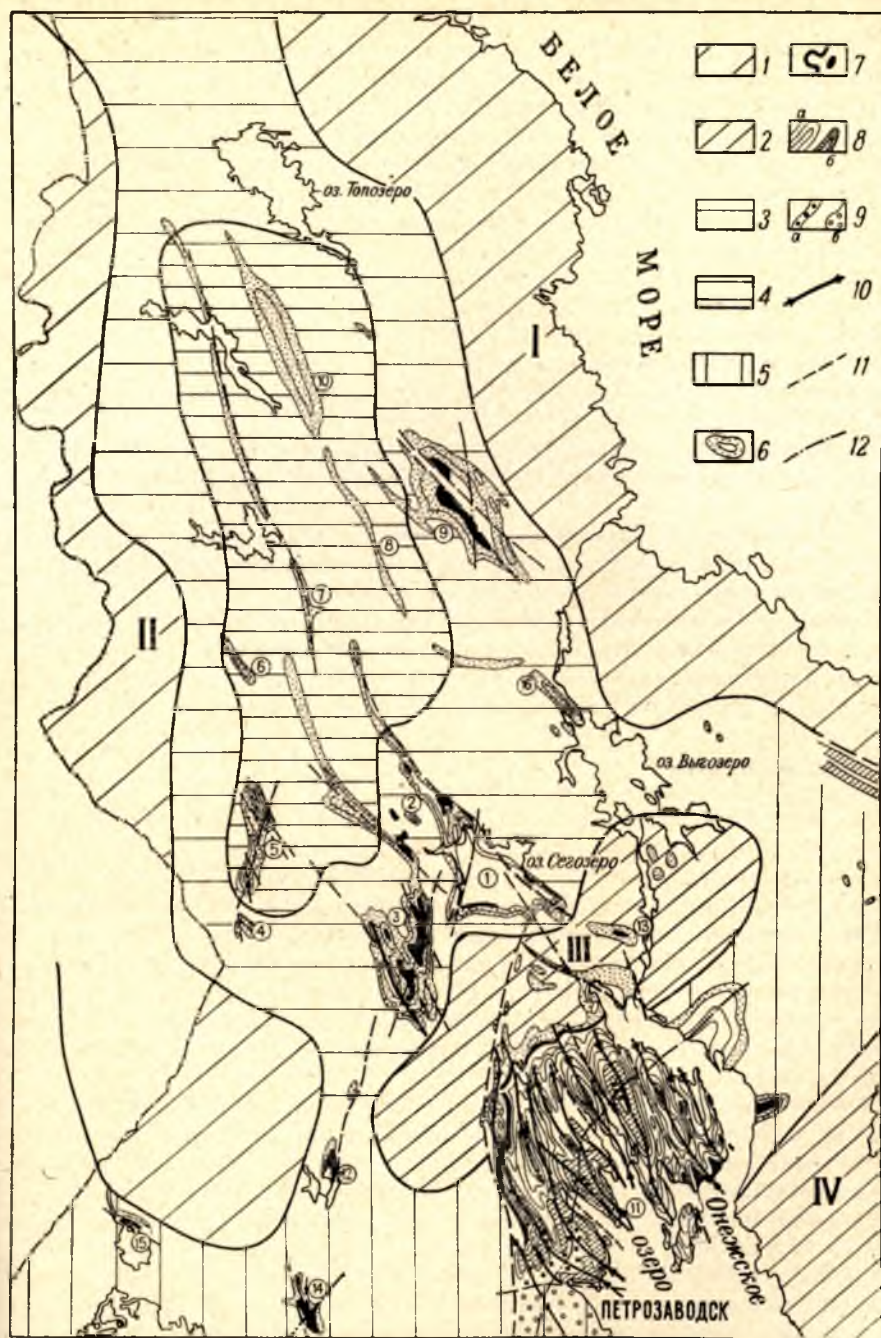


Рис. 48. Схема палеотектонического районирования Карелии в ятулии.

1 — блоки: I — Беломорский, II — Восточно-Финляндский; 2 — выступы (с мощностью ятулийских отложений до 500 м); III — Северо-Онежский; IV — Восточно-Онежский; 3 — Карельская ятулийская впадина (с мощностью отложений более 1000 м); 4 — центральная наиболее вогнутая часть Карельской впадины с мощностью отложений более 1500 м; 5 — Южно-Карельская ятулийская впадина (мощность отложений более 500 м); 6 — нижне- и средне-ятулийские отложения (конгломерато-песчано-кварцевые, эффузивы основного состава); 7 — верхнеятулийские отложения (песчано-глинистые и карбонатные, в том числе водородные доломиты); 8 — верхнеятулийско-суйсарские образования (а — заонежская толща с силами габбро-диабазов, б — суйсарские вулканогенно-осадочные); 9 — вепские (а — нижневепские в ядрах ятулийских синклиналей, б — вепские — западно-онежские кварцито-песчаники); 10 — погружение осей ятулийских синклиналей; 11 — основные зоны тектонических разломов (постятулийских); 12 — направление осей конседиментационных впадин. Ятулийские структуры (цифры на карте): 1 — Сегозерско-Елмозерско-Ругозерская; 2 — Петровгородская; 3 — Янгозерско-Селецко-Маслозерская; 4 — Лубосалминская; 5 — Мотко-Воломская; 6 — Тикшозерская; 7 — Чирко-Кемская; 8 — Шоба-Саповарская; 9 — Летне-озерская; 10 — Гайкольская; 11 — Онежская; 12 — Суоярская; 13 — Черноозерская; 14 — Туломозерская; 15 — Малоянисъярвинская; 16 — Надвоицкая.



Они спорадически распространены на территории Карелии, занимая площади от 100 до 20 000 км<sup>2</sup>, разобщенные друг от друга на расстоянии 10—160 км. В ходе комплексных геолого-литолого-вулканологических исследований ятулийских толщ, которые автор проводил в разные годы совместно с Л. П. Галдобиной, А. И. Голубевым, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым и К. И. Хейсканеном, был собран большой фактический материал о тектонических структурах ятулийских отложений. Эти материалы, а также данные о составе и мощности отложений ятулия, результаты формационного анализа позволили наметить следующую схему палеотектонического районирования юго-восточной части Балтийского щита (рис. 48).

1. Область преобладающего развития грабенов преимущественно север-северо-западного простирания нижнеятулийского заложения (Карельская впадина).

2. Область преобладающего развития грабенов преимущественно широтного направления, заложенных в среднем ятулии (Южно-Карельская впадина).

3. Области преобладающего развития горстов разных направлений — блоки и выступы (Беломорский, Восточно-Финляндский, Северо-Онежский), возникшие частью в доятулийское время.

Каждая из намеченных областей, представляющая собою геотектоническую единицу крупного порядка, характеризуется присущими им типами разрезов ятулийских отложений и тектонических структур в сохранившихся от эрозии останках ятулийского покрова.

## Карельская впадина

Ятулийская Карельская впадина занимает значительную площадь Центральной и Северной Карелии. Южная граница впадины проходит несколько южнее оз. Сегозеро. Отсюда впадина тянется на север на 400 км при ширине до 150 км. С юга впадина граничит с Северо-Онежским выступом, с востока — с Беломорским блоком и с запада — с Восточно-Финляндским блоком. На северо-востоке эта впадина упирается в Северо-Карельский выступ, а к северо-западу, по-видимому, переходит в ятулийский прогиб, в широтном направлении пересекающий территорию Финляндии от оз. Панаярви до района устья р. Кемь на берегу Ботнического залива.

В Карельской впадине ятулийские отложения суммарной мощностью до 2000 м представлены в основном гравелито-песчанистыми осадками с прослоями кварцевых конгломератов, глинистых сланцев; небольшим развитием пользуются карбонатные породы и в разном объеме присутствуют основные эффузивы. В основании ятулия располагаются древние коры выветривания, на которых залегают отложения весьма изменчивой мощности (от 300 до 1100 м), сложенные в основном обломочными породами бассейнового типа. В среднем ятулии здесь преобладают песчаные осадки с прослоями глинистых пород и песчаников, с различным количеством карбонатного цемента и реже карбонатных пород. Верхнеятулийские отложения в основании — гравелито-песчанистые, выше — песчано-глинистые и в кровле — глинисто-карбонатные. Все эти отложения выделены в сегозерский тип разреза, в котором в зависимости от положения в седиментационной области, строения доятулийского основания, фациальных особенностей осадков и масштабов вулканических излияний выделяются следующие подтипы разреза.

1. Сегозерскоселецкий подтип разреза характеризуется наличием в кровле нижнего и среднего ятулия основных эффузивов различной мощности. Отложения этого подтипа располагаются в краевых частях

впадины вдоль границ со стабильными блоками земной коры. Осадочные породы представлены в основном обломочными параллельными и бассейновыми осадками с четкой ритмичностью и цикличностью.

2. Североелмозерский подтип разреза характеризуется большей суммарной мощностью отложений (600—1200 м) и выклиниванием из разреза нижнеятулийских эффузивов, в связи с чем проведение границы между нижним и средним ятулием часто затруднительно. Осадки в основном обломочные, бассейновые.

3. Чиркокемский подтип разреза представлен в основном песчанистыми породами, которые в сравнении с другими подтипами лучше сортированы, более мелкозернисты. Цикличность и ритмичность выражены нечетко. Вулканогенные породы отсутствуют, хотя суммарная мощность отложений более 1500 м. Отложения этого подтипа (район р. Чирка-Кемь — оз. Волома) распространены в удалении от блоков доятулийского основания со свойственной им большой мощностью коры. Они занимают центральную часть впадины.

4. Панаярвинский подтип разреза выделяется с некоторой долей условности, так как здесь (район озер Панаярви и Ниваярви и район Северной Финляндии) сохранился не весь разрез ятулийских отложений (имеется нижний и частью средний ятулий). Возможно, в будущем этот подтип может быть выделен как особый тип разреза ятулия. В составе нижнего ятулия наряду с песчанистыми осадками широко развиты глинистые породы. В кровле нижнего ятулия широко развиты основные эффузивы, имеющие мощность до 300 м. В среднем ятулии широко представлены песчанистые, туфогенные, глинистые и карбонатные осадки.

В пределах Карельской впадины ятулийские отложения слагают несколько изолированных тектонических структур различных размеров и конфигурации.

**Сегозерско-Елмозерско-Ругозерская структура.** Эта структура прослеживается на северо-запад от южного берега оз. Сегозеро до северного берега оз. Ругозеро на расстоянии 140 км при максимальной ширине до 35 км в районе оз. Сегозеро (рис. 49, см. вклейку). По особенностям внутреннего строения и мощности слагающих ее отложений ятулийская тектоническая структура в направлении с юга на север подразделяется на Сегозерскую мульду, участок брахиморфных складок между озерами Сегозеро и Елмозеро, Елмозерско-Евжезерскую и Ругозерскую синклинали. Границы между структурными участками условные, так как переходы из одного структурного участка в другой постепенные.

Сегозерская мульда имеет в плане форму разностороннего треугольника, открытого в северном направлении. Ятулийские отложения представлены здесь сегозерско-селецким подтипом с суммарной мощностью отложений от 600 до 1000 м с увеличением мощности в северном направлении. В северной части оз. Сегозеро на о-вах Каличьего архипелага ятулийские породы имеют субширотное простирание слонистости и падение на юг под углом 10—50°. В восточном направлении простирание пород северного крыла резко меняется на северо-западное. От о-вов Лехта 1 и 2 ятулийские породы, слагающие восточное крыло структуры, с небольшими колебаниями в простирании прослеживаются с перерывами в обнажениях до дер. Великой Губы. Падение слонистости в породах здесь юго-западное под углами 50—80°.

Южное крыло мульды, имеющее в целом широтное простирание и северное падение слонистости пород под углом 20—40°, осложнено несколькими краевыми синклиналими (центраклиналями): Великогубской, Кармасельгской, Евгорской и Гормозерской. Синклинали, перечисленные в направлении с востока на запад, имеют вид вогнутых овалов или острых треугольников, вытянутых в южном, юго-восточном или юго-запад-



ном направлениях на 1.5—6.0 км. Оси этих центральных полого погружаются к центру мульды в северном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Центральные обычно имеют асимметричное строение и разбиты в осевой части продольными расколами. В Великогубской синклинали прослеживается только западное крыло, сложенное нижней толщей и основными эффузивами, которые, несогласно залегая на гранитах, падают на северо-восток под углами 60—70°. Северо-восточное крыло синклинали, по-видимому, взброшено по линии разлома и эродировано, так как по северо-восточному берегу Великой Губы обнажаются гнейсо-граниты.

Кармасельская центральная вытянута до оз. Остерозеро (на 6 км), разбита продольными разломами и имеет асимметричное строение. Восточное—юго-восточное крыло ее, сложенное кварцитами, которые перекрывают сарполийские конгломераты, а также гнейсо-граниты и граниты с полосами нижнепротерозойских основных пород и сланцев, имеет падение на северо-запад под углом 20—25°. Западное крыло синклинали, сложенное сильно расланцованными кварцитами и основными породами, имеет крутое падение. Интересно отметить, что в осевой части синклинали, западнее в 300 м от развилки дорог, расположенной южнее дер. Кармасельги, выступают граниты, слагающие, по-видимому, тектонический блок основания, поднятый по линиям расколов.

В Евгозерской центральной западное крыло залегает полого под углом 15—30°, а восточное—более круто, причем в осевой части наблюдается сильное осланцевание пород в почти вертикальной плоскости север-северо-западного простирания. В юго-западной части оз. Сегозеро намечается широкая Гормозерская центральная, разделенная антиклинальным перегибом на две части. Юго-восточное крыло центральной имеет падение на северо-запад и запад под углом 50—80°, а в осевой части складки и в ее западном крыле ятулийские породы залегают полого, под углами 20—30°. Гормозерская центральная, имеющая форму округлой сжатой с востока наклонной флексуры, располагается на стыке южного и западного крыльев Сегозерской мульды. В ядре центральной на о. Северинсаари залегают карбонатные породы, в которых хорошо видна мелкая складчатость с характерным рисунком «сжатых с боку складок». Оси складок полого погружаются в север-северо-восточном направлении.

В западном крыле мульды вскрывается полный разрез ятулийских отложений, которые, имея здесь север-северо-восточное простирание, полого погружаются на юго-восток под углами 20—25°. Здесь ятулийские породы подстилаются филлитовыми сланцами нижнего протерозоя и основными эффузивами сумия, с которыми они на значительном протяжении залегают азимутально согласно, но с падением в разные стороны. Севернее сел. Паданы ятулийские породы меняют простирание на северо-западное и прослеживаются до Сондальского полуострова, где намечается небольшая краевая синклиналь с осью, погружающейся на юго-восток. Направление погружения оси краевой синклинали следует простиранию нижнепротерозойских сланцевых толщ, но ятулийские породы перекрывают нижнепротерозойское основание азимутально несогласно. Как видно из описания, в Сегозерской мульде породы в целом залегают моноклинально с погружением в сторону озера.

На участке между озерами Сегозеро и Елмозеро устанавливается наличие трех асимметричных брахиморфных антиклиналей, разделенных синклиналями. Восточная антиклиналь, в ядре которой площадью 5.5×1.5 км обнажаются гнейсо-граниты, граниты, а также конгломераты и основные эффузивы сумия—сарполия, вытянута в субмеридиональном направлении. В периклинальных замыканиях антиклинали ятулий-

ские породы падают под углами  $10-30^\circ$  в сторону от ядра структуры. Породы восточного крыла падают на восток под углами  $25-40^\circ$ . Они косо срезаются разломом, по которому взброшено восточное крыло всей структуры. В западном крыле антиклинали ятулийские породы падают на запад под углами  $70-80^\circ$ , участками опрокинуты и падают на восток.

Западная антиклиналь имеет сложное строение. В ядре ее на протяжении 8.5 км при ширине до 2.5 км залегают граниты. Ятулийские породы, окаймляющие весь гранитный выступ, с севера и юга имеют пологое падение (угол  $5-25^\circ$ ). В восточном крыле антиклинали непосредственно у контакта с гранитами нижнеятулийские породы падают на восток под углами  $25-30^\circ$ . При удалении от контакта угол падения резко увеличивается и в ядре синклинали достигает  $70-80^\circ$ , что связано с наличием здесь тектонического разлома. С запада антиклиналь обрамляется тектоническим разломом, проходящим на юге через нижнеятулийские породы, а севернее — по контакту их с гранитами. К центральной части западного крыла антиклинали здесь вплотную подходят среднеятулийские основные эффузивы, которые, имея северо-западное простирание, залегают структурно несогласно по отношению к меридиональному простиранию антиклинали. Эти основные породы заполняют осевую часть синклинали структуры, к северу от которой находится третья брахиантиклинальная структура, вытянутая в северо-западном направлении азимутально несогласно с простиранием западной брахиантиклинали. Ядро этой брахиантиклинали (район Липъярви) протягивается на 3—4 км и сложено пологопадающими нижнеятулийскими породами. С юго-запада и северо-востока, где прослеживаются среднеятулийские основные эффузивы, падение пород достигает  $40-50^\circ$ . Среднеятулийские основные эффузивы юго-западного крыла слагают центральную часть синклинали складки, породы западного крыла которой при северо-западном простирании падают на северо-восток под углами  $20-50^\circ$ . Синклинали, разделяющие брахиантиклинальные структуры, по осевой плоскости разбиты тектоническими разломами, вдоль которых ятулийские породы имеют крутое падение. Оси этих сжатых синклиналей погружаются как в северном, так и южном направлении. В ядрах синклиналей появляются верхнеятулийские породы, и меридиональное простирание пород меняется на северо-западное.

На Елмозерском участке ятулийские породы, залегающие несогласно на гнейсо-гранитах и основных эффузивах сумия—сарнилья, сматы в синклинали складку северо-западного простирания. Западное крыло синклинали, прослеживающееся по западному берегу оз. Елмозеро, падает в целом на северо-восток под углом  $30-50^\circ$ . Восточное крыло структуры косо срезано тектоническим разломом, протягивающимся от оз. Сегозеро на северо-запад. Поэтому здесь к гранитам основания структурно несогласно примыкают среднеятулийские основные породы, слагающие либо ядро, либо крыло дополнительной антиклинали с пологопадающими крыльями. По восточному берегу оз. Елмозеро устанавливается серия вытянутых в северо-западном направлении пологих брахиантиклинальных складок.

Юго-западное крыло также усложнено несколькими антиклинальными перегибами, в которых северо-западное простирание пород меняется на широтное и запад-северо-западное. К северо-западу от оз. Елмозеро начинается замыкание Елмозерской синклинали и кулисообразное отделение от нее Евхозерско-Ругозерской синклинали. От оз. Евхозеро в юго-восточном направлении протягивается выступ основания (граниты и нижнепротерозойские сланцы), который прослеживается по Евхозерской антиклинали в ятулийских породах. Эта антиклиналь является пограничной между Елмозерской и Евхозерско-Ругозерской синклиналими.



На Ругозерском участке намечается сжатая синклиналиная складка, сложенная ниже- и среднеятулийскими породами, представляющими елмозерский подтип разреза ятулия. Простираие пород северо-западное с крутыми (до  $80-85^\circ$ ) углами падения пород в ее крыльях. Севернее тракта Кочкома—Реболы намечается замыкание этой синклиналиной складки, что хорошо выражено геоморфологически и подтверждается несколькими замерами широтного простираия слоистости в кварцитах.

Большое влияние на формирование современной тектонической структуры ятулийских пород оказали тектонические разломы. В районе фиксируется большое количество зон тектонических нарушений разной длины и различной амплитуды смещения. Преобладают разломы северо-западного простираия. Наиболее крупным является разлом, идущий от оз. Сегозеро до северной части оз. Елмозеро. Разлом косо сечет структуры ятулийских пород. Вдоль разлома взброшено восточное крыло Елмозерской синклинали. Амплитуда смещения превышает мощность ятулийских отложений. На один гипсометрический уровень с верхнеятулийскими породами здесь выведены гранито-гнейсы доятулийского основания. Зона нарушений подчеркивается структурным несогласием, милонитами и сильным расщеплением пород, а также приуроченностью к ней даек габбро-диабазов.

Своеобразными являются расколы, которые образуются на крыльях некоторых антиклинальных структур. Это — полукольцевые расколы, в общем совпадающие по направлению с простираием складчатых структур. По своей морфологии расколы очень напоминают разрывы, которые образуются при моделировании глыбовых складок с пологими полукруглыми крыльями (Сычева-Михайлова, 1962). Такие расколы, заполненные дайками габбро-диабазов, устанавливаются между озерами Сегозеро—Елмозеро в крыльях брахисинклиналей. Такие же расколы имеются на восточном и западном крыле Евдозерской антиклинали. Они образуются вследствие растяжения слоев в местах перехода плоского свода складки к ее крутому крылу.

**Петровогорская структура.** К западу от оз. Сегозеро располагается несколько небольших ятулийских тектонических структур, среди которых лучше изучена брахисинклинальная складка в районе бывших деревень Петрова Гора и Веньги Гора. Складка протягивается с общим северо-западным простираием на 12 км при максимальной ширине до 8 км. Брахисинклиналь имеет асимметричное строение. Юго-западное крыло ее имеет пологое падение (под углом  $10-30^\circ$ ) на северо-восток, а северо-восточное крыло круто падает (под углом  $80-85^\circ$ ) на юго-запад. В северо-западной части синклинали прослеживается ее замыкание, в то время как юго-восточная часть скрыта под четвертичными отложениями. Складка сложена нижеятулийскими кварцевыми конгломератами, кварцито-песчаниками и кварцитами с серицитовым цементом. Суммарная мощность пород около 300 м. По составу и текстурно-структурным особенностям они сопоставляются с нижеятулийскими породами в районе оз. Елмозеро.

Ятулийские породы в районе дер. Петрова Гора залегают на контакте нижнепротерозойских филлитов и основных эффузивов сумия. При этом пологое юго-западное крыло синклинали несогласно перекрывает филлиты, а крутое северо-восточное крыло располагается в зоне контакта между разновозрастными толщами пород, подстилающими ятулийские осадки. Это следует отметить потому, что некоторыми исследователями (Негруца, 1965) было высказано мнение о моноклинальном залегании ятулийских пород на данном участке, которые якобы перекрывают филлиты, но подстилают зеленокаменные породы сумия, относимые В. В. Негруца к ятулию. Следствием такой трактовки было отне-



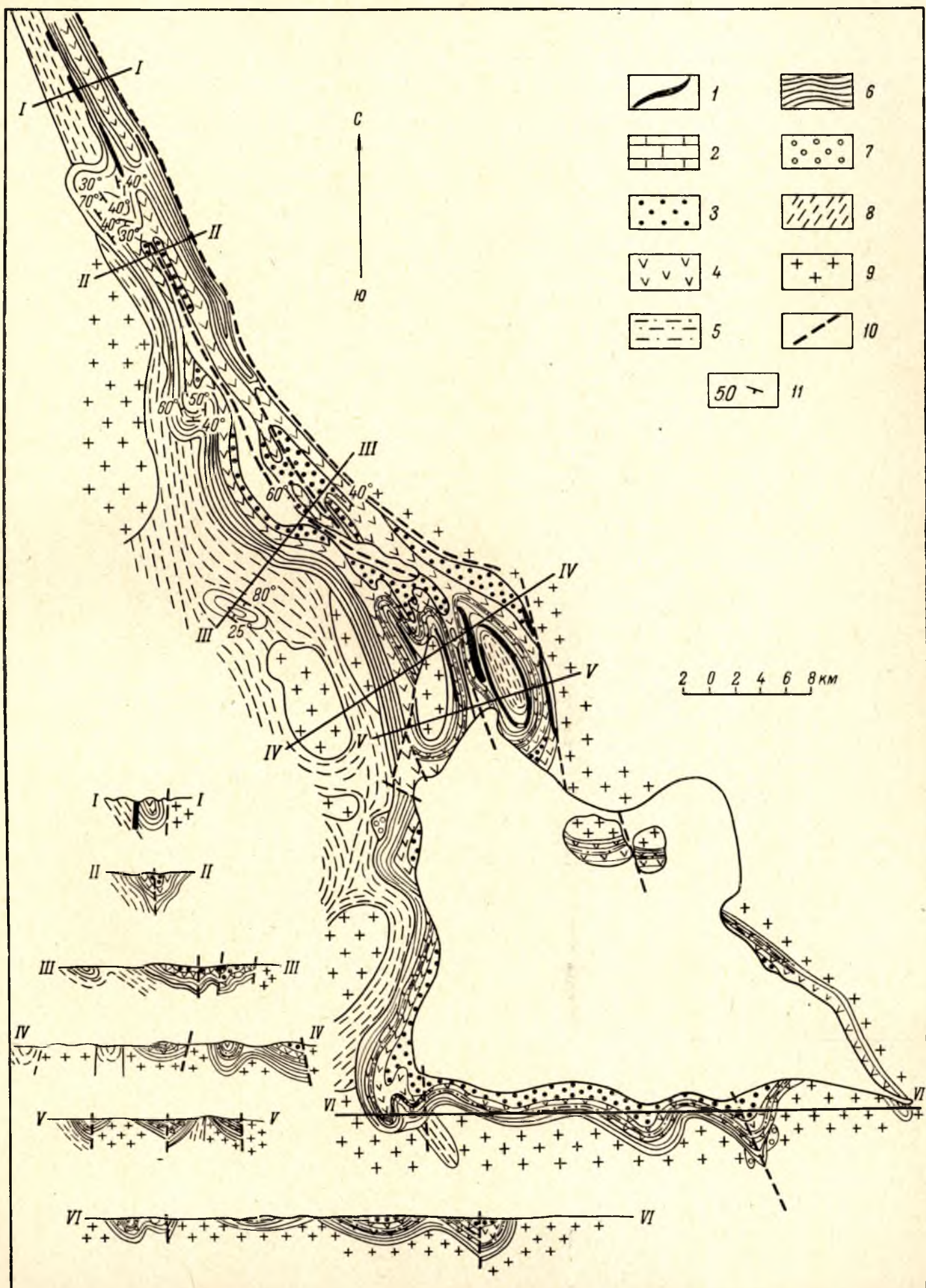


Рис. 49. Геологическая схема района озер Сегозеро—Елмозеро. Составлена В. А. Соколовым, Л. П. Галдобной, А. В. Рылевым, Ю. И. Сацуком, К. И. Хейсканеном по результатам работ 1961—1962 гг. с использованием материалов М. А. Гиляровой, Н. А. Елисеева, О. А. Рийконен, К. О. Кратца, Л. Я. Харитоновой, М. С. Зильбер и др.

1 — габбро-диабазы; 2 — карбонаты верхнего ятулия; 3 — глинисто-песчаные породы верхнего ятулия; 4 — основные эффузивы; 5 — осадки среднего ятулия; 6 — осадки нижнего ятулия; 7 — сариолийские конгломераты; 8 — нижний протерозой; 9 — граниты; 10 — разломы; 11 — слоистость.



сение нижнеятулийских отложений оз. Елмозеро, залегающих выше основных эффузивов сумия, к среднему ятулию.

**Янгозерско-Селецко-Маслозерская структура.** К западу от района оз. Сегозеро располагается Янгозерско-Селецко-Маслозерская ятулийская тектоническая структура (рис. 50), вытянутая на северо-запад от оз. Совдозеро (на юго-востоке) до оз. Уносозеро (на северо-западе) на расстоянии 150 км при максимальной ширине до 30 км (озера Янгозеро—Чинозеро). Она состоит из серии складок различной величины и формы. Вкрест простирания структур с юго-запада на северо-восток выделяются следующие наиболее крупные складки. Вдоль западного контакта ятулийских пород с основанием прослеживается на протяжении 20 км асимметричная Ахвенламбинская синклиналь с пологим западным ( $15-40^\circ$ ) и более крутым восточным крылом (до  $60^\circ$ ). Складка сложена нижнеятулийскими породами. Шарнир ее испытывает ундуляцию, поэтому по простиранию синклиналь разделяется на три брахисинклинали, в ядрах которых залегают нижнеятулийские эффузивы. Южное центраклинальное окончание складки окаймляется выходами гнейсо-гранитных пород основания, а в северной части синклиналь смыкается с расположенной северо-восточнее Чинозерской синклиналью, от которой в сущности и ответвляется Ахвенламбинская синклиналь.

Чинозерская синклиналь, которая протягивается в север-северо-западном направлении на 55 км при максимальной ширине до 6 км, в южной, наиболее погруженной части слагается ниже-, средне- и верхнеятулийскими породами, а к северо-западу при воздымании оси — в основном нижнеятулийскими породами. По простиранию синклинали из-за ундуляции шарнира наблюдаются четковидные расширения ее или замкнутые овальные брахисинклинали. Синклиналь асимметрична. В западном крыле породы падают полого ( $15-30^\circ$ ). Породы восточного крыла имеют крутое падение ( $70-85^\circ$ ) из-за развития флексурных изгибов, а в некоторых участках — опрокинуты на запад. В ядре синклинали прослеживается серия крутопадающих тектонических разломов, секущих ятулийские породы на блоки. По разломам развиты интрузивные габбро-диабазы. В южной центраклинальной части синклинали наблюдается виргация пологих дополнительных синклиналей, ответвляющихся от главной синклинали на юго-запад и юго-восток и протягивающихся на 5—6 км. Юго-западная синклиналь замыкается, окаймляясь выступами гранито-гнейсовых пород. Юго-восточная синклиналь осложняется куполовидной антиклиналью и срезается тектоническим разломом. К северо-западу от оз. Чинозеро, где наблюдается смыкание Ахвенламбинской и Чинозерской складок, происходит воздымание шарнира складки и в северном центраклинальном окончании ее прослеживаются только нижнеятулийские породы, слагающие в основном широкие синклинали, разделенные узкими антиклиналями.

Далее к востоку располагается Янгозерская синклиналь, вытянутая на 60 км при ширине до 10—12 км. Эта складка имеет сложные очертания, так как в ее осевой части наблюдается несколько антиклинальных перегибов и куполовидных поднятий. Шарнир складки погружается к ее центральной части, поэтому здесь развиты ниже-, средне- и верхнеятулийские породы, которые слагают две синклинали. Одна из них опоясывает оз. Янгозеро и имеет крутое западное и пологое восточное крыло. На северном берегу оз. Янгозеро ядро синклинали осложнено антиклинальным перегибом, в котором среднеятулийские породы как бы разделяют поля развития верхнеятулийских пород на две полосы. Другая синклиналь располагается восточнее первой. Ядро ее осложняется куполом, сложенным нижнеятулийскими породами, а также небольшой антиклиналью, которая слагается среднеятулийскими эффузивами. В яд-

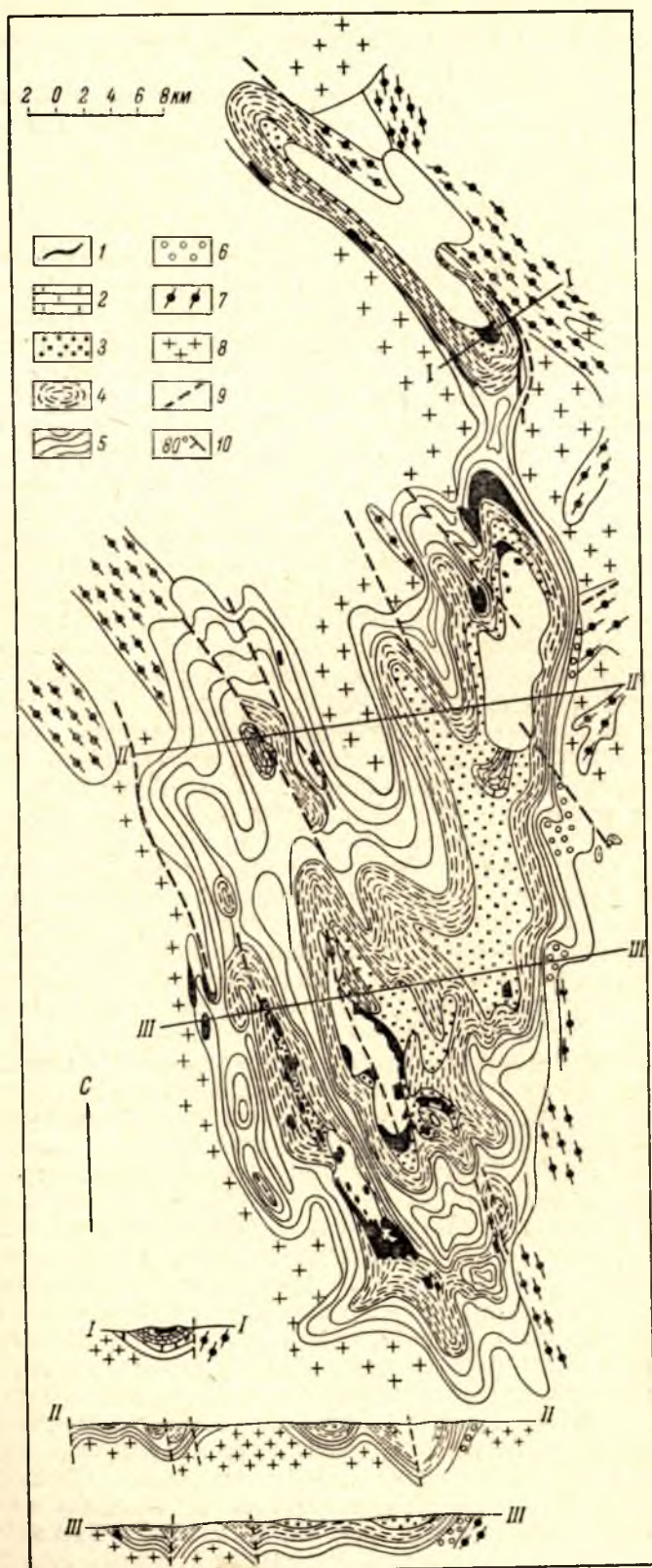


Рис. 50. Геологическая схема района озер Янг-озеро—Селецкое—Масл-озеро.

Составлена В. А. Соколовым, Л. П. Галдобинной, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым, К. И. Хейсканеном с использованием материалов К. О. Кратца, Н. Ф. Демидова, О. А. Рийконен, В. В. Яковлевой, А. И. Кайряка, В. З. Негруца, В. И. Поликарпова, В. А. Шкворова и др.

1 — габбро-диабазы; 2 — карбонатные породы; 3 — терригенные породы верхнего ятулия; 4 — терригенные и основные эффузивные породы среднего ятулия; 5 — основные эффузивы и терригенные породы нижнего ятулия; 6 — конгломераты сариолия; 7 — нижнепротерозойские филлиты и кварцево-сланцевые сланцы; 8 — граниты; 9 — зоны тектонических разломов; 10 — слоистость.



рах двух синклинальных перегибов из-за ундуляции шарнира под небольшим углом образуются пологие кулисообразные складки с прихотливым рисунком.

В южной центрально-клинальной части Янгозерской синклинали из-за плохой обнаженности проследить детали строения тектонических структур не удалось, тем более что здесь намечаются тектонические разломы, усложняющие строение структур. В северной центрально-клинальной части происходит культиминация структуры. Нижнеятулийские породы, развитые здесь, на значительной площади залегают почти горизонтально. Однако удается проследить продолжение двух синклинальных перегибов, сливающихся в центрально-клинальной части. При ундуляции шарнира синклинали здесь также образуются брахисинклинали.

Янгозерская синклиналь пересекается несколькими линиями тектонических разломов, частью заполненных габбро-диабазам. Вдоль разломов произошли вертикальные движения блоков ятулийских пород с амплитудой в несколько десятков метров.

Селецкая синклиналь располагается северо-восточнее Янгозерской и в целом вытянута в меридиональном направлении на 45 км при ширине до 14 км. Граница этой синклинали с Янгозерской несколько условна, так как антиклинальный выступ, разделяющий их, осложнен седловидным опусканием. Для всей синклинали характерно асимметричное строение. В восточном крыле породы имеют крутое падение, иногда даже поставлены на голову, западное крыло пологое (10—40°). Поэтому наиболее опущенная часть синклинали располагается вдоль восточного крыла. При общем меридиональном простирании Селецкой синклинали в ней отчетливо видно север-северо-западное направление осложняющих ее более мелких складок (виргация). Такие крестообразные синклинальные перегибы наиболее резко проявлены в западном крыле синклинали и располагаются у озер Пизанец, Сонго и в северной части оз. Селецкого. В восточном крыле синклинали этим структурам соответствуют небольшие изгибы в простирании пород. Во всех указанных синклинальных перегибах наблюдается некоторая асимметрия. Западные крылья их имеют более пологие углы падения, чем восточные. Такая асимметрия сохраняется и в том случае, когда синклинальные перегибы осложняются в своей осевой части антиклинальными складками (антиклиналь между озерами Сонго—Хизъярви). Лишь в синклинали, расположенной на северном берегу оз. Селецкого, в восточном крыле наблюдается более пологое залегание пород, чем в западном крыле.

Строение Селецкой синклинали усложняется двумя типами тектонических разломов. Одни разломы пересекают всю структуру (разлом оз. Энигиллаби и восточный берег оз. Селецкого-Сонго) и подчеркиваются смещениями и подворотами пластов в крыльях, а также пластовыми интрузиями габбро-диабазов. Разломы второго типа локализованы в присводовых частях антиклинальных выступов, имеют небольшое протяжение и по всей вероятности относятся к расколам растяжения. Они заполняются дайками габбро-диабазов.

К северу от Селецкой синклинали располагается Маслозерская синклиналь, которая отделяется от первой широким сводовым поднятием нижнеятулийских пород, залегающих почти горизонтально. Маслозерская синклиналь имеет северо-западное простирание и протягивается на 51 км при ширине до 10 км. В поперечном разрезе некоторых участков видно асимметричное строение, когда породы северо-восточного крыла синклинали залегают более круто, чем породы юго-западного. Такое асимметричное строение синклинали установлено, например, в южной части оз. Маслозеро. В юго-западном крыле структуры падение пород 30—45°, а в северо-восточном — 60—80°. В центрально-клинальном южном

окончании синклиналь осложнена, кроме того, антиклинальным перегибом. В Маслозерской синклинали, имеющей линейный характер, развиты продольные тектонические разломы, вдоль которых наблюдаются смещения и подвороты крыльев.

Почти все охарактеризованные выше синклинали отделяются друг от друга антиклинальными структурами, сложенными ятулийскими породами. На разрезах видно, что в поперечном сечении антиклинали имеют коробчатое строение — более или менее пологий широкий свод и крутое залегание крыльев.

**Лубосалминская структура.** Эта тектоническая структура располагается к северо-западу от Янгозерско-Селецко-Маслозерской и тяготеет к западному контакту впадины с Восточно-Финляндским блоком. Ятулийские породы прослеживаются от оз. Лубоярви на юго-востоке до оз. Эллиньярви на северо-западе в виде полосы шириной до 6 км на протяжении 25 км (рис. 34). В пределах этой площади развиты только нижнеятулийские отложения суммарной мощностью до 1100 м и секущие их габбро-диабазы. Породы, смятые в серии складок, слагают по существу четыре тектонических блока, отделенных друг от друга разломами, частью заполненными габбро-диабазам.

В юго-восточной части района располагается синклинальная складка северо-западного простирания длиной 8.0 км при ширине до 1.0 км. Ятулийские породы юго-западного крыла падают на северо-восток под углами  $15-60^\circ$ , перекрывая как гнейсо-граниты (юго-восточная часть крыла), так и сариолийские конгломераты (северо-восточная часть крыла). Северо-восточное крыло синклинали срезается разломом, который отделяет ятулийские породы от гнейсо-гранитов. В своей северо-западной части разлом подчеркивается габбро-диабазам. Среди габбро-диабазов располагаются еще два останца ятулийской структуры. В одном из них, величиной  $3.0 \times 1.0$  км, ятулийские породы, перекрывающие сариолийские конгломераты, слагают синклиналь с падением крыльев  $40-50^\circ$ , в другом — образуют две сжатые брахисинклинали длиной 5.0—6.0 км при ширине 1.0—1.5 км, которые разделяются антиклинальным перегибом. В крыльях этих складок породы падают под углами  $40-50^\circ$ . В центраклиналях синклиналей падение пород более крутое.

В северо-западной части района ятулийские породы, перекрывающие здесь сариолийские конгломераты и гнейсо-граниты, слагают широкий пологий антиклинальный свод (ширина его до 3.0 км) с падением пород под углом  $10-30^\circ$  на северо-восток и юго-запад. К северо-востоку антиклиналь сменяется брахисинклинальной складкой с падением крыльев под углом  $40-50^\circ$ , которая косо срезается разломом, заполненным габбро-диабазам. К юго-западу антиклиналь переходит в линейную синклиналь, также срезающуюся разломом. В приразломной части вдоль контакта с гнейсо-гранитами ятулийские породы имеют крутое и даже опрокинутое залегание. Разлом частью заполнен габбро-диабазам. Таким образом, на формирование ятулийских складок района большое влияние оказали тектонические блоковые движения, в результате которых единая складчатая структура ятулийских образований была разбита на части. Отдельные брахисинклинали оказались сильно сжатыми, а породы претерпели сильное расщепление.

**Мотко-Воломская структура.** К северу от оз. Лубоярви располагается Мотко-Воломская ятулийская тектоническая структура, которая также тяготеет к западной границе Карельской впадины с Восточно-Финляндским блоком. Здесь развиты только нижнеятулийские породы, представленные в основном кварцито-песчаниками и кварцитами с суммарной мощностью до 1200 м. Они слагают синклинальную структуру сложного строения, вытянутую в меридиональном направлении почти от оз. Мотко



на юге до оз. Волома на севере на 45 км при ширине до 10 км (рис. 48). В пределах Воломской структуры выделяется не менее шести линейных синклиналильных складок длиной от 5 до 20 км при ширине 1.5—4.0 км, которые кулисообразно примыкают друг к другу, разделяясь узкими антиклиналями. Падение пород в крыльях складок меняется от 10 до 80°. В южной части структуры простирание складок близко к меридиональному, а в северной — становится северо-западным при общей меридиональной вытянутости всей структуры. Поэтому контуры, например, восточного крыла структуры имеют извилистые очертания из-за наличия здесь небольших краевых синклиналей — центрально-линейных окончаний линейных синклиналильных складок. Характерной особенностью строения структуры является наличие большого количества крутых разломов, секущих как ятулийские, так и подстилающие породы. Большинство разломов имеет северо-западное простирание и пересекает ятулийские отложения на серии узких длинных блоков. В приразломной части в ятулийских породах наблюдаются крутые узкие флексуры, иногда опрокинутое залегание пород и сильное сквозное расщепление. Часть разломов заполнена габбро-диабазам.

**Чирко-Кемская структура.** Несколько западнее северного конца Сегозерско-Елмозерско-Ругозерской структуры, в районе дер. Андропова Гора начинается Чирко-Кемская структура, которая непрерывной полосой прослеживается на север-северо-запад более чем на 100 км к оз. Нижнее Куйто и далее к оз. Охтанъярви. Ширина полосы ятулийских пород составляет 0.5—7.0 км. Обнаженность и степень изученности ятулийских пород этой структуры неравномерная.

Лучше изучена южная часть структуры, располагающаяся южнее дер. Чирка-Кемь, где наблюдается стык двух ятулийских синклиналильных складок, одна из которых имеет северо-западное, а вторая — северо-восточное простирание (рис. 51). Каждая из синклиналей сложена ниже-, средне- и верхнеятулийскими отложениями суммарной мощностью более 1.5 м с карбонатными породами в ядрах. Обе синклинали разбиты сериями продольных разломов, но морфологически они различаются. Синкиналиль северо-западного простирания имеет крутое (70—85°), а частью опрокинутое к центру залегание крыльев. Продольными разломами складка разбита на серии вытянутых пластин-блоков с перемещением их относительно друг друга. Карбонатные породы, залегающие в ядре структуры, смяты в серии брахиморфных синклиналей величиной 50×300 м, сильно сжатых и вытянутых в северо-западном направлении. При этом синклинали значительно шире гребневидных антиклиналей. По разломам развиты габбро-диабазы. Синкиналиль северо-восточного простирания также разбита продольным осевым разломом, по которому северная часть складки была взброшена и эродирована. В сохранившемся от эрозии юго-восточном крыле породы залегают моноклинально с падением слоистости на северо-запад под углом 15—40° с увеличением углов падения к осевой части складки. Здесь прослеживается весь разрез ятулийских отложений от древней коры выветривания гранитов в подошве до верхнеятулийских карбонатных пород в кровле разреза. Если проследить это крыло в западном направлении, то видно, что оно разворачивается на юго-запад, а затем на юг и переходит в восточное крыло сильно сжатой складки северо-западного простирания, т. е. кварциты огибают выступ гранитов, имея большое сходство с рисунком брахисинклиналей в других районах развития ятулия.

Таким образом, можно сделать вывод, что на формирование складчатой структуры здесь оказали большое влияние блоковые движения, которые по-разному отразились в синклиналиях различного простирания. В синклинали северо-западного простирания значительно сказались бо-

ковые «сжимающие» движения воздымающегося северо-восточного блока, в то время как в синклинали северо-восточного простирания осуществился только взброс (и последующая эрозия) северного крыла с амплитудой, превышающей мощность ятулийских отложений.

Северная и северо-западная части Чирко-Кемской синклинали характеризуются сжатыми крыльями с почти моноклиальным падением пород, срезанием крыльев, взброшенных по краевым разломам, сильным рассланцеванием пород, т. е. развитием особенностей, свойственных приразломным складкам.

**Шоба-Саповарская структура.** Северо-восточнее пос. Чирка-Кемь располагается полоса ятулийских отложений, вытянутая от дер. Куйковара через оз. Шоба до дер. Саповара, т. е. почти на 50 км при ширине до 10 км. Она сложена отложениями елмозерского подтипа суммарной мощностью до 1500 м. Из-за неравномерной и часто плохой обнаженности об особенностях тектонического строения полосы можно судить лишь по результатам изучения отдельных участков. В районе оз. Верхнее Шоба, где развиты нижне- и среднеятулийские кварцито-песчаники, а также среднеятулийские основные эффузивы, устанавливается наличие мелких брахморфных пологих волнистых складок с размахом крыльев 5—20 м. В южной оконечности озера в сплошных выходах обнажается периклиналиное замыкание антиклинальной складки, сложенной

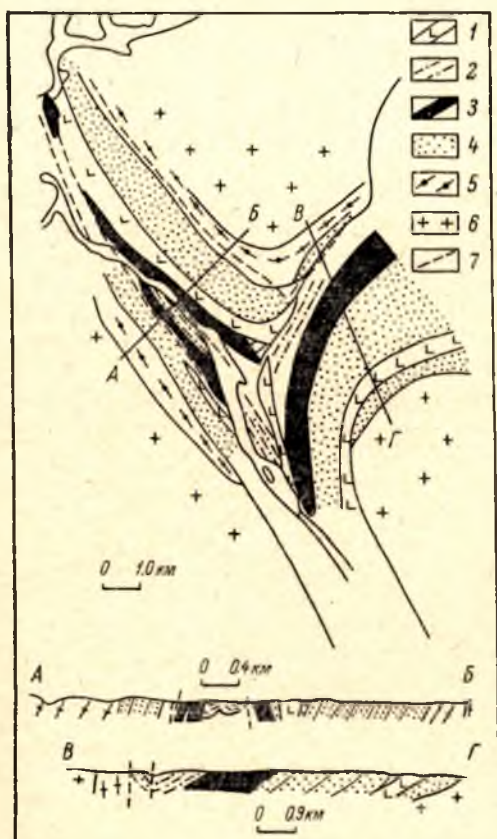


Рис. 51. Геологическая схема района Чирка-Кемь.

1 — габбро-диабазы; 2 — карбонатные и песчано-глинистые породы верхнего ятулия; 3 — терригенные породы среднего ятулия; 4 — терригенные породы нижнего ятулия; 5 — основные эффузивы сумия; 6 — граниты; 7 — зоны тектонических разломов.

среднеятулийскими кварцито-песчаниками и песчаниками с карбонатным цементом, которые на крыльях сменяются покровами основных пород. Погружение оси складки — юго-восточное. При общем пологом залегании ятулийские породы интенсивно рассланцованы. Сланцеватость имеет северо-западное простирание и крутое падение. В отдельных участках наблюдаются вертикальные смещения и подвороты слоистости.

На Саповарском участке Ю. В. Стариковым закартирована сильно сжатая синклиналиальная складка, которая замыкается севернее дер. Саповара и разбита косесекущим ее ядро разломом северо-западного простирания; по разлому взброшено юго-западное крыло складки. Северо-восточное крыло сложено нижне- и среднеятулийскими осадочными породами и среднеятулийскими основными эффузивами, угол падения которых меняется от 60 до 90°. Оно сложено антиклинальным перегибом с южным погружением оси. В ядре синклинали залегают глинистые



сланцы и карбонатные породы верхнего ятулия. В центраклиналях породы падают под углами  $40-60^\circ$ . Кроме основного разлома здесь прослежено еще несколько оперяющих разломов, которыми ятулийские отложения разбиты на несколько блоков с небольшими амплитудами перемещения.

Севернее дер. Саповара в районе, ограниченном с запада оз. Нижнее Куйто, а с востока — оз. Шомбозеро, по данным геологов СЗТГУ Г. И. Амозовой, А. А. Никольского и др., наблюдается широкое площадное развитие ятулийских отложений с суммарной мощностью около 1000 м. Здесь установлены широкие пологие складки, а также приразломные зоны крутого залегания ятулийских пород. Материалы о тектонике ятулийских структур в этом районе еще не обобщены.

**Летнеозерская структура.** В северо-восточной части Карельской впадины вблизи от контакта ее с Беломорским блоком располагается Летнеозерская (Тунгудская, Лехтинская) ятулийская складчатая структура (рис. 52). Она вытянута от пос. Лехта в северо-западном направлении на 80 км при ширине до 35 км, образуя в плане ромб со сглаженными углами. Ятулийские отложения этого района суммарной мощностью до 1500 м представлены в основном елмозерским подтипом разреза, т. е. в большей мере песчано-кварцевыми толщами с прослоями сланцев в нижнем и среднем ятулии и с серией покровов основных пород среднего ятулия, которые перекрыты пестроокрашенными песчано-глинистыми осадками верхнего ятулия. Последние известны у оз. Вильямлампи и в других местах в кровле. Лишь у оз. Кевятъзеро отмечены нижнеятулийские эффузивы, среди которых выделяется сегозерский подтип ятулийских отложений, очень близкий к разрезу оз. Сегозеро, хотя Т. Ф. Негруца (1967) отнесла эти толщи к онежской серии. Ятулийские отложения с угловым несогласием перекрывают разновозрастные гранитоиды, сумийские (тунгудско-надвоицкие) основные и кислые эффузивы, сариольские конгломераты, отделяясь от них древней корой выветривания и синхронными ей песчано-карбонатными породами. Последние часто цементируют фрагменты гранитов и других пород, образующие конгломераты в основании ятулия. Вопрос о тектоническом строении ятулийской части этой структуры рассматривался до сих пор по-разному. Одни геологи (Харитонов, 1941; Негруца, 1967, 1971 а, б, и др.) утверждали, что ятулийские породы образуют синклиналь с эффузивами основного состава в ядре, другие (Робонен, 1959; Кратц, 1963) считали, что эти основные породы являются доятулийскими и предполагали здесь антиклинальный выступ, окруженный двумя узкими синклиналями (Кевятъозерской и Шуезерской), сложенными кварцитами.

На основании новых данных, полученных при пересечении структуры от оз. Михайловского к озерам Среднему—Вильямлампи—Черное озеро, а также с учетом всех других материалов о строении структуры, было установлено, что при общем синклинальном строении Летнеозерская структура осложнена в своей осевой части наличием горста, сложенного сумийскими основными эффузивами, обнажения которых встречены севернее Черного озера. Можно считать, что структура разбита на три крупных блока, из которых центральный приподнят и отделен от соседних двумя тектоническими разломами. Восточный разлом тянется от оз. Шуезерское на север-северо-запад. Вдоль него обнаружено смещение пород, а в зоне разлома — наличие дайки основных пород. Западный разлом устанавливается в районе оз. Летнее и севернее его по наличию зоны сильного вертикального рассланцевания. Геоморфологически он выражен цепью заболоченных понижений. В южной части центрального блока между озерами Шуезеро и Летнее ятулийские породы образуют узкую синклинальную складку с погружением оси на север. Восточное



крыло синклинали залегает на гранитах, а западное — предположительно на сумийских основных эффузивах.

В восточном блоке, т. е. в восточном крыле структуры, при общем пологом моноклиальном падении ятулийских пород на запад устанавли-

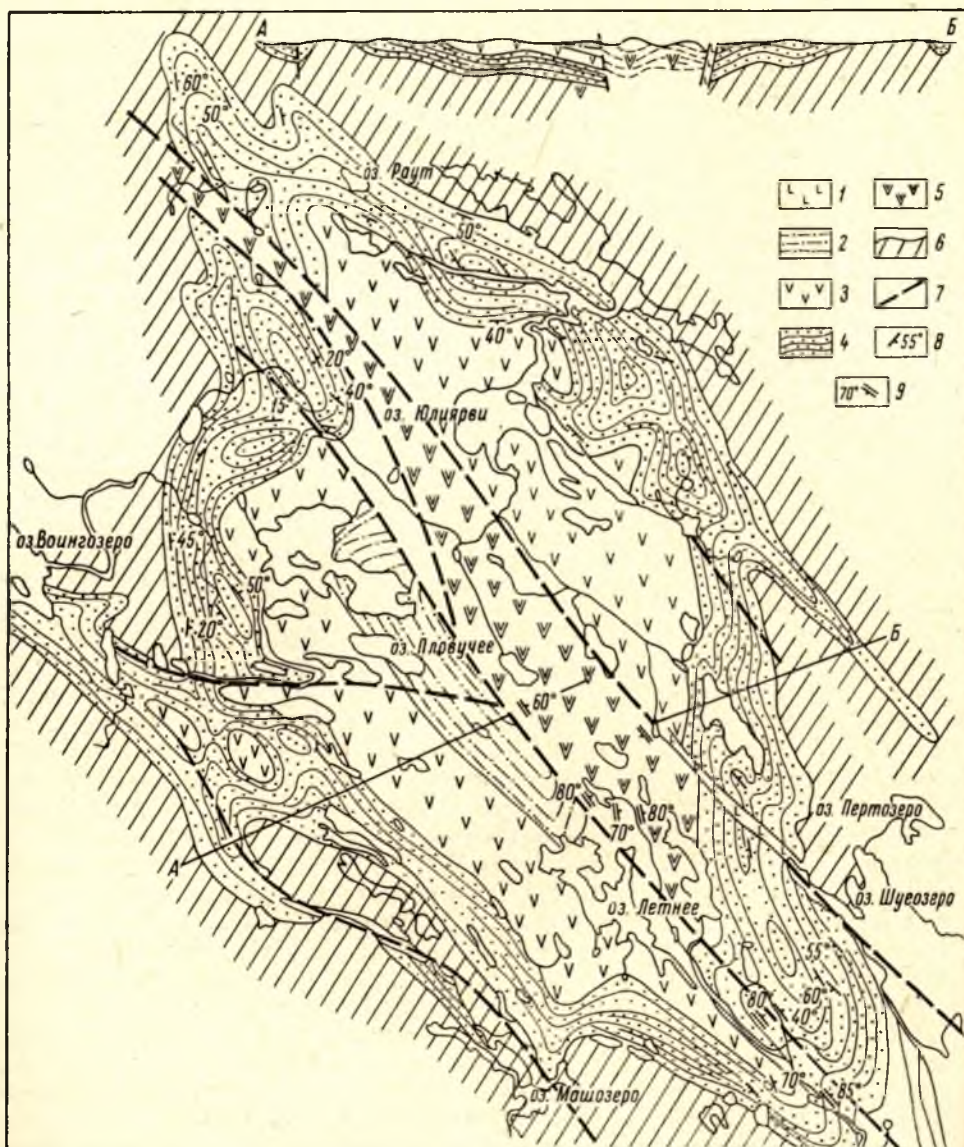


Рис. 52. Геологическая схема Летнеозерской структуры. Составили В. А. Соколов и В. И. Робонен с использованием материалов Института геологии Карельского филиала АН СССР и литературных данных.

1 — габбро-диабазы; 2 — терригенные породы верхнего ятулия; 3 — основные эффузивы среднего ятулия; 4 — терригенные породы среднего и нижнего ятулия; 5 — основные породы сумия; 6 — до-ятулийское основание; 7 — основные зоны тектонических разломов; 8 — слоистость; 9 — сланцеватость.

вается наличие брахиморфных и других складок меньшего порядка. В районе оз. Риговарского В. З. Негруда, Б. Н. Шустовым и другими была установлена серия узких длинных пологих синклинальных и антиклинальных складок с погружением осей на северо-запад. Эти складки



расположены поперечно к общему северо-восточному простиранию крыла структуры. Севернее устанавливается осложнение северо-восточного крыла структуры цепочкой брахиантиклинальных складок, имеющих в поперечнике от 1.5 до 6.0 км. В северной центральной части падение ятулийских пород крутое (до 60°), что, по-видимому, связано с наличием здесь зоны тектонических разломов, расположенных на продолжении разломов, которые ограничивают центральный блок.

Западный блок, в котором находится юго-западное крыло Летнеозерской структуры, по данным Т. Ф. Негруца (1967, 1971 а, 1971 б), в южной части разбит на несколько блоков меньшего порядка, среди которых обособляются Южно-Ватулминская, Кевятъзерская, Козледокская, Воингозерская и другие синклинали. Эти синклинали при ширине до 2 км вытянуты на 10—15 км. Морфология складок разнообразна. Наряду с пологими широкими брахиморфными складками развиты линейные складки с крутым (иногда даже опрокинутым) залеганием крыльев. Линейные складки обычно имеют приразломный характер. Наиболее отчетливо приразломный характер складчатости выражен в Ватулминской синклинали. Брахиморфный характер складок отчетливо выступает, например, у оз. Кевятъзеро, где наряду с овальными синклиналями, в ядре которых располагаются эффузивы среднего ятулия, имеются и пологие купола до 1.5 км в поперечнике.

Севернее оз. Еттозеро моноклинальное залегание пород северо-западного крыла Летнеозерской структуры также осложнено наличием брахиантиклинальных складок, крылья которых сложены ниже- и среднеятулийскими кварцитами.

Таким образом, несмотря на значительное влияние приразломной переориентировки залегания ятулийских пород и при наличии блоков разного порядка, в Летнеозерской ятулийской структуре отчетливо устанавливается покровный брахиморфный характер первичной складчатости. В центральных замыканиях в северо-западной и южной частях структуры, как справедливо отмечала Т. Ф. Негруца (1971 а, б), погружение осей складок происходит в центральной части структуры. Ундуляция осей складок отчетливо проявлена в более низких горизонтах ятулийских толщ и прослеживается по серии брахиантиклиналей как в северо-восточном, так и в западном крыле структуры.

### Южно-Карельская впадина

Ятулийская Южно-Карельская впадина располагается на юго-восточной окраине Балтийского щита южнее линии пос. Повенец—дер. Пергуба—дер. Юркостров—оз. Суоярви. Развитые здесь ятулийские отложения суммарной мощностью до 1.0 км образуют в отличие от Карельской впадины онежский тип разреза ятулия. В их подошве, выше древней коры выветривания, развиты обломочные, в основном континентальные осадки с изменчивой мощностью. Причем на больших площадях мощность их не превышает 20 м. В ряде участков нижнеятулийских осадков вообще нет. Здесь на доятулийское основание непосредственно ложатся средне-, а в некоторых пунктах и верхнеятулийские осадки. В их составе преобладают карбонатные породы с прослоями песчано-глинистых, а в кровле среднего ятулия — гематитсодержащих сланцев. В верхнем ятулии кроме карбонатных пород, составляющих маркирующий горизонт с водорослями, широко развиты шунгитсодержащие породы, которые объединены под названием заонежской толщи (свиты). В районе Онежского озера значительным развитием пользуются осадочно-вулканогенные отложения суйсарского комплекса, согласно перекрывающих заонежскую толщу и в свою очередь согласно подстилающих

нижневепские отложения в составе падосской и нижнепетрозаводской толщ, по Л. П. Галдобинои и Е. М. Михайлюк (1971), или бесовецкой свиты, по А. И. Кайряку (1969).

Ятулийские отложения онежского типа испытывают фациальные изменения по горизонтали и в зависимости от их состава выделяется два подтипа отложений этого типа.

1. Суоярвско-пялозерский подтип — ятулийские отложения имеют четко выраженное цикличное строение, в кровле нижнего и среднего ятулия развиты покровы основных эффузивов. Эти отложения встречены в районе Онежского озера и оз. Суоярви вблизи от границы с Северо-Онежским блоком, разделяющим Карельскую и Южно-Карельскую впадины.

2. Туломозерский подтип разреза — здесь развиты в основном карбонатные породы с менее четко выраженной цикличностью, основные эффузивы отсутствуют. Эти отложения развиты в районе оз. Туломозеро.

Ятулийские тектонические структуры в Южно-Карельской впадине сохранились у озер Онежского, Суоярви, Туломозеро и М. Янисъярви.

**Онежская структура (мульда).** Онежская мульда является самой крупной тектонической структурой ятулийских отложений в Карелии. С юга на север она протягивается от г. Петрозаводска до г. Медвежьегорска более чем на 130 км при ширине до 120 км (от оз. Пялозеро по р. Пажи, рис. 53). Ятулийские отложения принадлежат в основном к суоярвско-пялозерскому подтипу и лишь в северной части структуры фациально сменяются отложениями койкарско-медвежьегорского типа (Соколов, 1955, 1970). Отложения ятулия несогласно перекрывают гранито-гнейсовые комплексы архея—нижнего протерозоя, нижнепротерозойские, сумийские и сарилийские суперкрупные образования.

При описании тектоники ятулийских отложений были использованы литературные данные, большой материал, полученный сотрудниками СЗТГУ при картосоставительских работах с использованием результатов бурения, а также при комплексных геолого-литолого-вулканологических исследованиях, которые автор проводил совместно с Л. П. Галдобинои, А. И. Голубевым, В. И. Горловым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым и К. И. Хейсканеном. Для удобства изложения материала описание дается с востока на запад по частям структуры (рис 54).

Участок восточного крыла. Восточное крыло имеет форму выпуклой на восток дуги и прослеживается на юг от района Челмужской губы Онежского озера. На нерасчлененном гранито-гнейсовом комплексе восточного берега Онежского озера развиты лишь небольшие по площади останцы покрова ятулийских отложений, образующие нижние горизонты восточного крыла структуры. Более высокие горизонты развиты на Заонежском полуострове. Непосредственно на гнейсо-гранитах восточного берега залегают различные породы. В районе Сухого мыса и долины р. Пяльмы развиты карбонатные породы, которые по своим структурно-текстурным признакам напоминают средне- и верхнеятулийские карбонатные породы. В районе р. Пяльмы карбонатная толща мощностью до 150 м залегает на аркозовых песчаниках, которые перекрывают кору выветривания гранитов. Она сохранилась в пологой открытой на запад синклипальной складке, усложненной плавными брахиморфными изгибами падения пород. По погружению осей складки в запад-северо-западном направлении мощность пород возрастает. Можно предположить, что синклипальная складка р. Пяльмы является одной из центрально-восточного крыла Онежской структуры. Вторая крупная синклипальная складка, усложненная брахискладчатостью более мелких порядков, прослеживается в районе рек Пажи и Кочкомы. Из-за плохой обнаженности здесь не вскрыты контакты ятулийских пород с основанием. Судя по по-



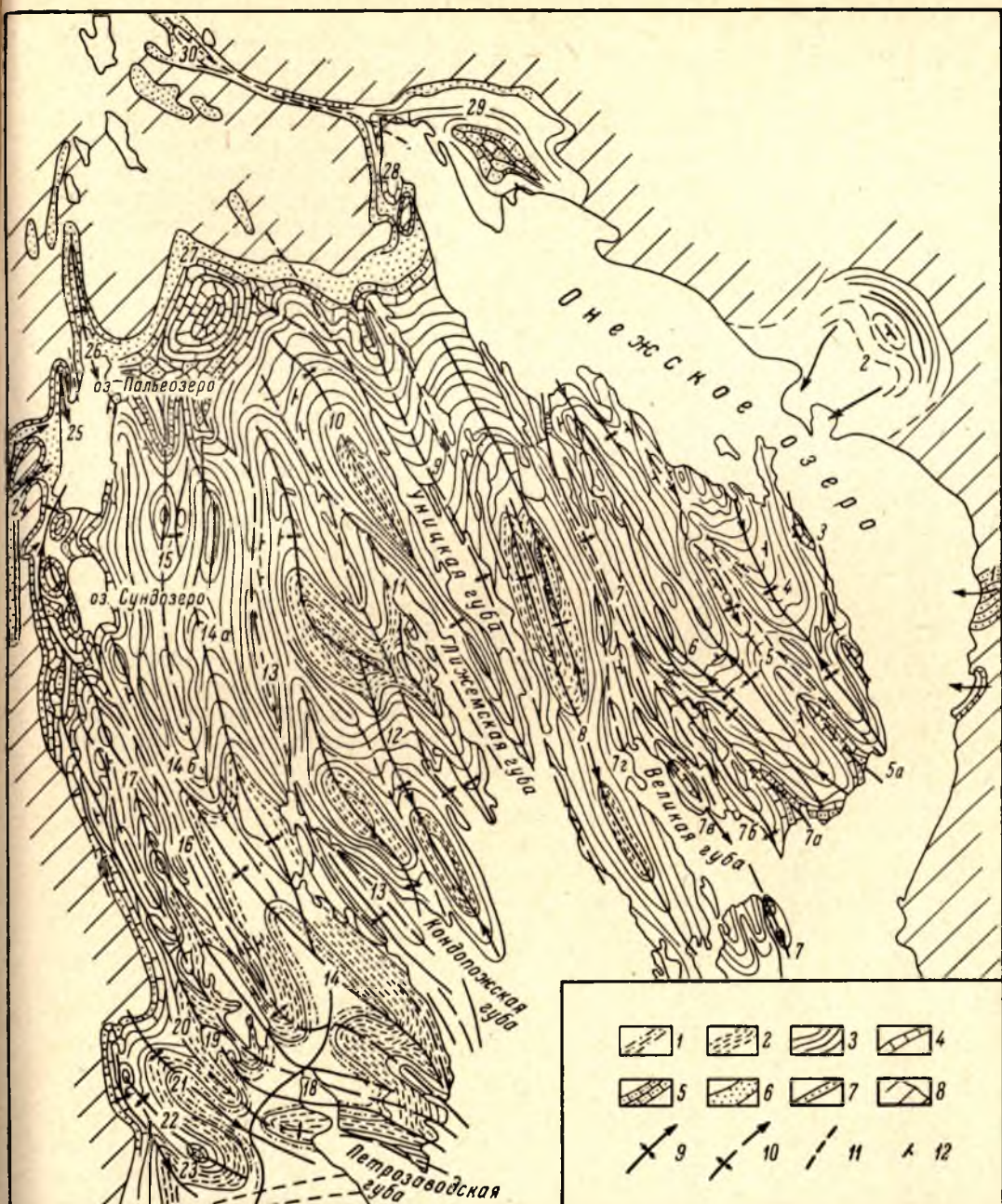


Рис. 53. Тектоническая схема Онежской структуры. Составлена В. А. Соколовым с использованием материалов СЗТУ.

1 — нижнечепские отложения; 2 — суйсарские породы; 3 — отложения заонежской толщи с силами габбро-диабазов; 4 — карбонатные породы верхнего ятулия (водорослевые); 5 — карбонатотерригенные породы среднего ятулия; 6 — терригенные породы и основные эффузивы среднего ятулия; 7 — то же, нижнего ятулия; 8 — доятулийские породы; 9 — оси синклиналей; 10 — оси антиклиналей; 11 — зоны разломов; 12 — слоистость. Складки (цифры на карте): 1 — Пильминская синклиналь; 2 — Кочкомская синклиналь; 3 — Кушарандская антиклиналь; 4 — Толвуйская (Загорская) синклиналь; 5 — Типиницо-Падомозерская антиклиналь; 6 — Путкозерская синклиналь; 7 — Святухинская (7а — Нулицкая, 7б — Яндомозерская, 7в — Великогубская, 7г — Западно-Космозерская) антиклиналь; 8 — Мягрозерская синклиналь; 9 — Уницкая (Челмозерская) антиклиналь; 10 — Викшозерская синклиналь; 11 — Лижемская антиклиналь; 12 — Мяндусельго-Кулмуская синклиналь; 13 — Кондопожская антиклиналь; 14 — Сухозерская (Сунская) синклиналь (14а — Лижмозерская и 14б — Сундозерская синклинали); 15 — Сунско-Карюостровская (Белогорская) антиклиналь; 16 — Ялгубская (Сойминская, Кончозерская) антиклиналь; 17 — Укшозерская (Логмозерская, Мунозерская, Кивишурьинская) синклиналь; 18 — Сургубская антиклиналь; 19 — Уросозерская синклиналь; 20 — Карельская (Соломенская) синклиналь; 21 — Чалнинская синклиналь; 22 — Вилгинско-Падозерская антиклиналь; 23 — Падозерская синклиналь; 24 — Викшозерская (Койкарская) синклиналь; 25 — Салви-ламбинская синклиналь; 26 — Карташинская синклиналь; 27 — Ялгамская синклиналь; 28 — Пергубская синклиналь; 29 — Лумбушская синклиналь; 30 — Кумсинская синклиналь.



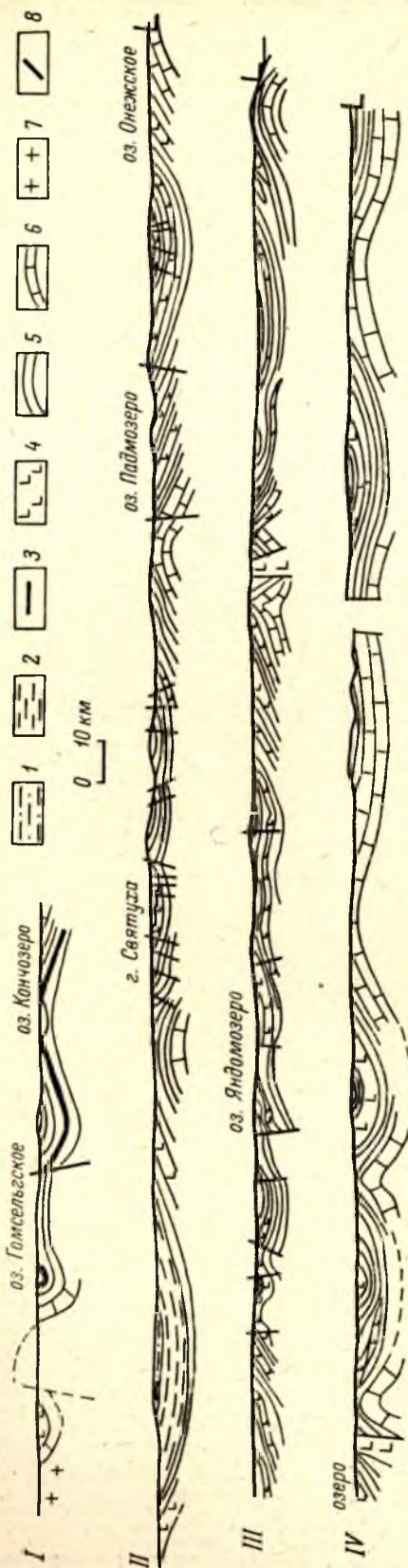


Рис. 54. Геологические разрезы западного крыла Онежской структуры (I—II) и Заонежского полуострова (II, III, IV).

1 — низинные отложения; 2 — сульфатные образования; 3 — сланцы ультраосновных пород; 4 — габбро-диабазы; 5 — отложения заонежской толщи с сил-зными и покровами основных пород; 6 — карбонатно-терригенные породы верхнего и среднего ятулия; 7 — граниты; 8 — разломы.

логому залеганию пород и тому, что площадь развития верхнеятулийских пород окружена с трех сторон (с северо-запада, северо-востока и юго-востока) выходами гранитов, можно предполагать, что непосредственно на гранитах залегает толща шунгитсодержащих пород. Они слагают, по-видимому, пологую широкую синклинальную складку, открытую в юго-западном направлении.

Участок центральной части. На Заонежском полуострове, где прослеживается продолжение восточного крыла Онежской структуры, начиная с восточного берега полуострова в западном направлении прослеживается серия брахиморфных антиклинальных и синклинальных складок разной величины и конфигурации.

В районе пристани Кузаранда располагается северо-западная часть брахантиклинали, в ядре которой выступают верхнеятулийские карбонатные породы, а крылья сложены породами заонежской толщи. Падение пород в крыльях складки  $10-20^\circ$  и только в северо-восточном крыле вдоль зоны тектонического разлома угол падения достигает  $35^\circ$ . Ось складки погружается на северо-запад. Юго-восточное продолжение складки не прослежено (скрыто под водами Онежского озера). Длина складки, осложненной складками более мелких порядков, в ее видимой части до 10 км при ширине до 5 км. С севера (в районе дер. Ольховская) к Кузарандовской антиклинали кулисообразно примыкает брахантиклинальная складка. В ядре ее также выступают верхнеятулийские карбонаты, а крылья (прослежена только половина складки, так как северо-восточная часть ее уходит под уровень озера) сло-



жены пологопадающими ( $5-10^\circ$ ) шунгитсодержащими породами. Длина складки до 8 км при ширине до 2 км.

К западу прослеживается антиклинальная складка Типиницы—Падмозерская, которая имеет северо-западное простирание и прослеживается более чем на 70 км при ширине до 6 км. По простиранию из-за ундуляции оси складки она распадается на три брахиантиклинали, ядра которых сложены карбонатными породами. В наиболее южной — Тамбицкой антиклинали — ядро сложено средне- и верхнеятулийскими отложениями, а крылья — шунгитсодержащими породами с силами габбро-диабазов. Угол падения пород составляет  $10-20^\circ$ . Ось складки воздымается на юго-восток в сторону гранитного основания. В этом же направлении складка расширяется, имея в целом форму острого угла. Две другие антиклинали располагаются в юго-западной и северной частях оз. Падмозеро. Эти кулисообразно сочленяющиеся антиклинали имеют в ядре верхнеятулийские карбонатные породы, а в крыльях — шунгитсодержащие породы, которые обычно наклонены под углом  $10-25^\circ$  и только вдоль продольных тектонических разломов, установленных по оз. Падмозеро, углы падения достигают  $50-70^\circ$ .

Между Кузарандско-Ольховской и Типиницо-Падмозерской антиклиналями располагается Толвуйская (Загорская) синклиналь, которая вытянута на 40 км при ширине до 12 км. В целом синклиналь полого погружается и постепенно расширяется в северо-западном направлении, хотя на берегу Толвуйской губы в ядре синклинали появляются мелкие (длиной до 3—5 км) складки с погружением осей в юго-восточном направлении. Синклиналь выполнена породами заонежской толщи, чередующимися с силами габбро-диабазов. Суммарная мощность этих отложений достигает 900 м. Строение синклинали несколько осложняется наличием серии складок более мелкого порядка и присутствием тектонических разломов, вдоль которых отмечены смещения с амплитудой в несколько десятков метров и подвороты пластов пород. Падение пород обычно под углами  $5-20^\circ$ , иногда до  $30-35^\circ$ .

Западнее Типиницо-Падмозерской антиклинали расположена Путкозерская синклинальная складка, которая, имея в длину 60 км при ширине до 10 км, вытянута в северо-западном направлении. Складка выполнена породами заонежской толщи с силами габбро-диабазов, которые дополнительно смяты в серии параллельных или кулисообразных складок разного порядка с пологими крыльями ( $5-10^\circ$ ). Падение пород становится крутым только вдоль тектонических нарушений.

Путкозерская синклиналь на западе граничит со Святухинской антиклиналью, которая в юго-восточном направлении расщепляется на Западно-Космозерскую, Великогубскую, Яндомозерскую и Нулицкую антиклинали, разделенные Карбозерской и Космозерской синклиналями. Нулицкая антиклиналь имеет форму острого угла с осью погружающейся на северо-запад. В ядре складки залегают средне- и верхнеятулийские карбонатные породы, которые, приобретая субширотное простирание, прослеживаются к ядру Тамбицкой антиклинали, а в крыльях наблюдаются породы заонежской толщи, имеющие пологое залегание. Антиклиналь прослеживается почти на 30 км, до губы Святуха.

Яндомозерская антиклиналь, в ядре которой залегают карбонатные породы верхнего ятулия, в разрезе имеет гребневидную форму с крутым (до  $50^\circ$ ) залеганием пород.

Великогубская брахиантиклиналь, осложненная тектоническим разломом, своим юго-восточным продолжением имеет Оленеостровскую антиклиналь, а в северо-западном направлении сменяется Космозерской антиклиналью и сливается с собственно Святухинской антиклиналью, которая протягивается более чем на 30 км при ширине 2—3 км. Ядро

Святухинской антиклинали разбито продольными тектоническими разломами, вдоль которых наблюдаются смещения различной амплитуды, образование флексур и сжатых мелких складок.

Западно-Космозерская брахиантиклиналь протягивается от юго-западного берега оз. Космозеро на юго-восток и на Большом Клименецком острове расщепляется на две брахиантиклинали. Ядра и крылья брахиантиклиналей сложены породами заонежской толщи с силлами габбро-диабазов. Залегание пород пологое ( $5-20^\circ$ ).

Смежной со Святухинской антиклиналью является Мягрозерская брахисинклиналь, вытянутая в северо-западном направлении почти на 100 км при максимальной ширине до 14 км. По простиранию наблюдается пологая и плавная ундуляция и виргация оси складки. Поэтому в пределах синклинали вырисовывается несколько брахисинклиналей длиной 10—30 км. Крылья синклинали сложены породами заонежской толщи, а в ядрах более мелких синклиналей залегают осадочно-вулканогенные породы суйсарской толщи и нижнеиотнийские образования. Залегание пород обычно пологое ( $5-15^\circ$ ), а в ядрах синклинали, где развиты складки мелких порядков часто с кулисообразным сочленением, наблюдается изменчивое простирание пород.

Викшозерская синклиналь отделена от Мягрозерской синклинали длинной и узкой Уницкой антиклиналью, нарушенной тектоническими разломами, которые проходят по Уницкой губе Онежского озера. Она имеет длину более 50 км при ширине до 8 км. Крылья брахисинклинали сложены породами заонежской толщи с силлами габбро-диабазов. В ядре, расположенном южнее оз. Викшозеро, залегают суйсарские вулканогенно-осадочные отложения. Залегание пород под углом  $5-10^\circ$ .

В свою очередь Лижемская антиклиналь, расположенная западнее Викшозерской синклинали, отделяет ее от Мяндусельгс-Кулмукской синклинали размером  $70 \times 25$  км. Последняя расположена между Лижемской губой Онежского озера и Кондопожской губой оз. Санда. Крылья ее сложены породами заонежской толщи с силлами габбро-диабазов. Синклиналь распадается на несколько брахисинклиналей меньших размеров: Мяндусельгскую, Чоргинскую, Западно- и Восточно-Кулмукскую, в ядрах которых располагаются суйсарские осадочно-вулканогенные и нижнеиотнийские осадочные отложения. Кулисообразно сочленяющиеся брахисинклинали имеют длину 5—20 км при ширине до 7 км. Падение пород повсеместно пологое, не превышающее  $15^\circ$  при весьма изменчивом простирании, обусловленном развитием мелких пологих складок.

По островам Кондопожской губы и у оз. Санда прослеживается Кондопожская антиклинальная складка, которая тянется до оз. Лижмозеро и имеет субмеридиональное простирание оси. В некоторых участках антиклиналь осложняется пологими продольными синклиналями (например, восточнее о-ва Суйсари и др.) или пересекается (как, например, в Кондопожской губе) тектоническими разломами, вдоль которых наблюдается крутое (до  $80^\circ$ ) падение пород.

К Кондопожской антиклинали с запада примыкает Сухозерская, или Сунская, синклиналь, которая вытянута на 40 км при ширине до 12 км. Крылья ее сложены эффузивными породами суйсарской толщи, а в ядре залегают нижнеиотнийские осадочные породы. Падение пород  $5-20^\circ$ . Эта синклиналь в северо-западном направлении расщепляется на две синклинали: Лижмозерскую, вытянутую на 40 км при ширине до 8 км до западного берега оз. Лижмозеро, и Сундозерскую, протягивающуюся до южного берега оз. Сундозеро (на 25 км при ширине до 4 км), а затем после перегиба прослеживается еще на 20 км восточнее озера Сундозеро и Пальеозеро. Обе синклинали сложены породами заонежской толщи с силлами габбро-диабазов, а в северной части — верхне- и среднеяту-



лийскими карбонатами. Падение пород меняется от 10 до 30°. Эти синклинали разделены Сунско-Кариостровской (Белогорской) антиклиналью.

Сунская синклиналь к западу сменяется Ялгубской (Салминской, Кончезерской) антиклиналью. С ундуляцией и изменением простирания оси эта складка прослеживается от Ялгубской губы до оз. Кончезеро, где в ядре ее залегают породы заонежской толщи, а крылья сложены суйсарскими эффузивами. Севернее ядро антиклинали сложено карбонатными породами верхнего и среднего ятулия. Далее на простирании этой линейной антиклинали располагаются две брахантиклинальных складки: Сундозерская (4×1 км) и Красночеренская (5×2 км), в ядрах которых обнажаются породы доятулийского основания (граниты, сумийско-сарпилийские породы), а крылья сложены ниже- и среднеятулийскими породами.

Западнее Ялгубской антиклинали находятся Укшезерская (Логмозерская), Уросозерская, Чалинская и Падозерская синклинали, крылья которых сложены суйсарскими эффузивами, а ядра заполнены нижнепоттийскими осадками. Синклинали имеют длину от 10 до 30 км при ширине до 6 км. Оси складок меняют простирание от северо-западного до субширотного, неизменно погружаясь к центру синклиналей. В связи с этим здесь намечается поперечный перегиб с пологим падением его на юг-юго-запад под поттийские отложения Западно-Прионежской впадины.

Все перечисленные синклинали имеют пологое залегание крыльев — от 5—10 до 20—30°, часто осложнены мелкими складками разных размеров и реже продольными тектоническими разломами, вдоль которых наблюдается появление сжатых (с углами падения крыльев до 50—70°) складок, как это установлено, например, в восточном крыле Укшезерской синклинали. Синклинали разделены сравнительно узкими (1—3 км) антиклиналями (соответственно с востока на запад): Сургубской, Карельской (Соломенской), Вилгинско-Падозерской. Некоторые из названных складок, то расширяясь, то сужаясь, отчетливо прослеживаются на север. Так, например, Укшезерская синклиналь прослеживается под названием Мунозерской, Кивишурьинской, Юркостровской и Лукапойской более чем на 60 км. Причем в своей северной части эта синклиналь сложена кварцитами и основными породами нижнего и среднего ятулия, песчано-глинистыми и карбонатными породами верхнего ятулия с силами основных пород.

Участок западного крыла. От дер. Юркостров в южном направлении по отдельным обнажениям прослеживаются нижнеятулийские кварцито-песчаники и покров основных пород, слагающие западное крыло Онежской структуры. Эти породы, перекрывающие граниты, падают на восток под углами 10—15°. У северо-западной оконечности оз. Пяльезеро они образуют небольшой перегиб по простиранию, а затем вновь прослеживаются в южном направлении к оз. Пялозеро, где вскрыты непосредственные контакты нижнеятулийских осадков с гранитами, а буровыми скважинами пройден полный разрез ниже-, средне- и верхнеятулийских пород суммарной мощностью до 700 м, пологонадающих на запад с антиклинальным перегибом у восточного берега оз. Пялозеро (Соколов, 1963). Установлено, что в южном направлении выклиниваются нижнеятулийские осадки и эффузивы, а затем южнее оз. Пялозеро из разреза выпадают среднеятулийские карбонатные породы и эффузивы, так что на граниты основания, по-видимому, ложатся верхнеятулийские карбонатные породы. Мы говорим «по-видимому», так как непосредственные контакты здесь отсутствуют, но на протяжении почти 30 км между гранитами и породами заонежской толщи с силами габбро-диабазов встре-

чаются только верхнеятулийские карбонатные породы. В ряде пунктов на контакте гранитов с ятулийскими породами прослеживаются габбро-диабазы, а в карбонатных породах, как например западное дер. Гомсельга, устанавливается наличие брахискладок с крутым падением крыльев, что может свидетельствовать о наличии здесь тектонических разломов. Севернее оз. Падозеро западное крыло перегибается в широтном направлении, а затем вновь приобретает субмеридиональное простирание. Непосредственных контактов ятулийских пород с основанием здесь также не вскрыто, но бурением установлено наличие более чем 200-метровой толщи среднеятулийских карбонатных пород, смятых в серии брахиморфных складок.

Участок северо-западного крыла. К северу от дер. Юркоостров нижнеятулийские породы (более высокие горизонты ятулия здесь не вскрыты) прослеживаются до р. Суны, где, изгибаясь на запад, слагают центрально-клинальное замыкание погружающейся на северо-восток Гирвасской синклинали, в ядре которой у руч. Луканоя залегают карбонатные породы верхнего ятулия и секущие их габбро-диабазы. К восточному крылу синклинали примыкают два брахиантисинклинальных выступа. В замке одного из них — Краснореченского — обнажаются граниты, сумийские основные породы и сариолийские конгломераты. Так как замок хорошо обнажен, ятулийские породы, опоясывающие выступ, прослежены на всех его склонах. В периклиналях падение ятулийских пород составляет  $5-15^\circ$  с пологими изгибами простирания, что хорошо видно в обрывистых скалистых берегах р. Суны.

Контуры второго выступа, который начинается северо-восточнее пос. Гирвас, не очерчены из-за плохой обнаженности. В его западном крыле установлено, что выше гранитов залегают нижнеятулийские кварциты, среднеятулийские эффузивы и верхнеятулийские породы, которые, слагая восточное крыло Гирвасской синклинали, имеют крутое (до  $80^\circ$ ) падение из-за наличия здесь продольного тектонического разлома.

Западнее Гирвасской синклинали находится Викшозерская (Койкарская) синклиналь длиной более 20 км при ширине до 3 км. Синклиналь выполнена полным разрезом ятулийских отложений койкарско-медвежьего типа. Падение пород в крыльях от  $10-15$  до  $40^\circ$ . Синклиналь вытянута в субмеридиональном направлении. В северной части она расщепляется на две синклинали северо-восточного простирания, которые опоясывают выступ доятулийских пород, погружающихся под уровень оз. Пальеозеро.

Севернее оз. Пальеозеро располагаются две синклинальные складки субмеридионального простирания с погружением осн на юг. Центральная складка западной складки — Салвиламбинской — сложена нижнеятулийскими кварцитами и основными эффузивами, с угловым несогласием перекрывающих основные породы сумия и конгломераты сариолия. В западном крыле синклинали падение пород пологое ( $15-20^\circ$ ), в восточном — крутое (до  $50^\circ$ ) из-за наличия здесь продольных разломов. В ядре складки располагаются верхнеятулийские осадки и силлы основных пород, участвующий в складчатости ятулийских пород.

В восточной — Карташинской — синклинали, вытянутой на 20 км при ширине до 3 км, восточное крыло имеет пологое залегание ( $5-15^\circ$ ), а западное разбито серией продольных разломов, которыми оно разделено на блоки с различной амплитудой перемещения относительно друг друга. В. С. Войтович (1971), изучавший строение этой синклинали, отмечает здесь не только взбросы, но и пологие надвиги с надвиганием блоков на восток.

Участок северного крыла. Северное крыло Онежской структуры отделяется от Карташинской синклинали антиклинальным выступом



пом того же названия. В строении северного крыла особенно выделяется Ялгамская синклиналь, являющаяся продолжением и северной центраклиналью Мяндусельгско-Кулмукской синклинали. Крылья Ялгамской синклинали имеют в целом пологое ( $5-15^\circ$ ) падение с изгибами простирания, обусловленными серией брахиморфных антиклинальных и синклинальных складок, как например в районе Березового порога на р. Ялгамке (в масштабе тектонической схемы (рис. 53) эти складки невозможно изобразить). Крылья синклинали сложены ятулийскими породами койкарско-медвежьегорского типа, так что в нижнем и среднем ятулии основные эффузивы преобладают над осадочными породами. Отложения койкарско-медвежьегорского типа в южном направлении фациально сменяются отложениями онежского типа, что подтверждается данными бурения. Поэтому в ядре синклинали широко развиты карбонатные породы верхнего и среднего ятулия, которые в долине р. Ялгамки и на северном берегу оз. Лижмозеро залегают чаще полого, образуя широкую мульду с небольшими перегибами в северо-восточном и юго-восточном направлениях. При этом перегиб юго-восточного направления лежит на продолжении осевой плоскости Мяндусельгско-Кулмукской синклинали. Шайдомский антиклинальный перегиб, располагающийся восточнее Ялгамской синклинали, а еще восточнее — Челмозерская антиклиналь разделяют центрально-клинальные окончания Выхозерской и Мягрозерской синклиналей. Севернее крыло пересекается несколькими разломами северо-западного простирания. Один из них, например, тянется от Уницкой губы. Вдоль него залегание пород крутое (до  $80^\circ$ ). Этот разлом продолжается и в породах доятулийского основания.

Участок северо-восточного крыла. Северное крыло прослеживается с субширотным простиранием до берега Онежского озера. Севернее здесь располагается Пергубская брахиантиклиналь. Она опоясывается ятулийскими породами, залегающими на гранитах, которые выступают в ядре брахиантиклинали. К северу с пологим погружением на север тянется Пергубская синклиналь. Крылья синклинали, сложенные ниже- и среднеятулийскими осадочными породами и основными эффузивами, имеют падение под углом  $10-40^\circ$ . В ядре складки залегают карбонатные породы верхнего ятулия. Западное крыло синклинали, осложненное тектоническими нарушениями (сбросо-сдвиги), переходит в юго-западное крыло Кумсинско-Медвежьегорской синклинали, а восточное крыло окаймляет с запада Пергубский выступ гранитов.

Восточнее г. Медвежьегорска Онежская структура замыкается Лумбушской синклиналью, которая в виде пологой дуги, обращенной на север, тянется на 18 км до пос. Повенец, где осложняется небольшим антиклинальным выступом широтного простирания. Крыло сложено ятулийскими отложениями койкарско-медвежьегорского типа, а ядро синклинали — карбонатными породами. Залегание пород здесь обычно пологое с наличием складок мелкого порядка. Лишь у пос. Повенца ятулийские породы залегают круто, под углом  $80^\circ$ . Здесь проходит тектоническое нарушение.

Заканчивая характеристику крупных складок Онежской ятулийской структуры, целесообразно отметить основные особенности ее тектонического строения.

1. Намечается единый структурный брахиморфный план-узор складок третьего и других порядков по всей площади независимо от состава и мощности пород. При этом устанавливается структурное согласие верхнеятулийских (карбонатных, шунгитоносных толщ) суйсарских и нижнеоттийских отложений.

2. Ранее высказанное мнение о погружении Онежской структуры в юго-восточном направлении справедливо только для северной ее части.

Выявляется, что в южной части Онежской структуры погружение осей складок происходит на северо-запад. Здесь же сохранились остатки центраклинальных замыканий складок. В результате этого наряду с отчетливо выраженной преобладающей северо-западной ориентировкой складок, совпадающей с простиранием основных зон тектонических нарушений, прослеживается и наличие поперечного прогиба северо-восточного простираения. К ядру этого прогиба, протягивающегося от г. Петро-заводска к г. Кондопоге и далее на северо-восток к Пажско-Кочкомской синклинали, приурочиваются суйсарские и нижнеиотнийские отложения.

3. Западное крыло Онежской структуры осложнено субмеридиональным тектоническим нарушением, которое в южной части срезает иотнийские (вепские) отложения, крутозалегающие в районе дер. Кашканы. Отсюда разлом протягивается на север через Койкарский участок к дер. Покровское (Войтович, 1971). Тектонические разломы такого же направления разрезают и внутреннюю часть Онежской структуры. Причем вдоль них среди крутозалегающих осадочных пород располагаются и многочисленные силлы габбро-диабазов, смятые в приразломных дислокациях вместе с ятулийскими породами.

**Суоярвская структура (мульда).** На северном берегу оз. Суоярви располагается ятулийская структура — Суоярвская мульда, вытянутая в меридиональном направлении на 18 км при максимальной ширине до 8 км. Мульда заполнена ятулийскими отложениями онежского типа суммарной мощностью до 700 м (Соколов, 1963), которые перекрывают граниты. В западном крыле мульды, имеющем северо-восточное простираение, залегание пород пологое с падением на юго-восток под углом 10—25°. Восточное крыло в значительной части срезано тектоническим разломом северо-восточного простираения. Габбро-диабазы, заполняющие ядро мульды, граничат здесь с гранитами основания, а в сохранившейся от эрозии северной части восточного крыла ятулийские породы залегают круто, под углом 50—70°. В Суоярвской мульде отчетливо выражены северная и юго-западная центраклинали. Юго-западная центраклираль, вытянутая на 3 км при ширине до 1.0 км, располагается на перешейке между озерами Суоярви и Салонъярви. Крылья центраклинали сложены кварцитами, смятыми в серии небольших складок с размахом крыльев до десятка метров. Ось синклинали погружается на северо-восток. В ее ядре залегают карбонатные породы. Северная центраклираль осложнена антиклинальным перегибом, который разделяет центраклираль на две синклинали (длиной 2.0 км при ширине до 1.5 и длиной 1.0 км при ширине до 0.6 км), оси которых погружаются на юг. В центральной части мульды установлены брахиморфные складки. Одна из них — брахианتيклираль «Церковный холм», вытянутая в меридиональном направлении на 1.5 км при ширине до 0.8 км, сложена карбонатными породами с падением слоистости в крыльях под углом 40—60°. Вторая брахианتيклираль прослежена западнее оз. Суоярви. Она вытянута на 3 км при ширине до 1.0 км параллельно западному крылу мульды и сложена карбонатными и переслаивающимися с ними песчано-глинистыми породами. Западное крыло мульды осложнено Хапилским поднятием, которое располагается севернее брахианتيклинали Церковный холм. По направлению к поднятию из разреза выпадают некоторые горизонты осадков и выклиниваются основные эффузивы.

Западнее Суоярвинской брахианتيклинали в ядре узкой синклинали, отделяющей ее от западного крыла мульды, отмечен флексурный перегиб карбонатных пород, падение которых меняется от 20—25° до вертикального, а затем вновь становится почти горизонтальным. К флексурному перегибу приурочено понижение рельефа с несколькими мелкими озерами, вытянутыми в меридиональном направлении.



**Тулумозерская структура (мульда).** От северного берега оз. Тулом-озеро на север протягивается Туломозерская ятулийская мульда, которая вытянута на 20 км при ширине до 3—5 км. В северном и восточном крыльях мульды ятулийские породы несогласно перекрывают гнейсо-граниты. Западное и южное крылья тектонически срезаны и эродированы. Мульда заполнена осадками туломозерского подтипа разреза ятулия, т. е. в основном карбонатными породами среднего и верхнего ятулия, с которыми не переслаиваются основные эффузивы, а также верхнеятулийскими сланцами шунгитоносной толщи, пересеченными силлами габбро-диабазов. Суммарная мощность ятулийских пород здесь около 500 м. Северное и восточное крыло имеют извилистые контуры из-за наличия нескольких центральных. С севера на юго-восток здесь можно выделить следующие складки. В северном конце мульды выделяется Кодаярвинская центрально-клиналь, которая при меридиональном простирании вытянута на 7.5 км при ширине до 3 км. Крылья ее сложены кварцитами и карбонатными породами, а в ядре залегают сланцы и силлы габбро-диабазов. Углы падения слоистости пород не превышают 25—30°. С юго-запада к этой брахисинклинали кулисообразно примыкает Полви-ярвинская брахисинклинали, которая прослеживается на юг на 6 км при ширине до 1.5 км. Она также сложена в крыльях кварцитами и карбонатными породами, а в ядре ее залегают сланцы и габбро-диабазы. К югу синклинали сливается с собственно мульдой, а с запада и востока она отделяется выступами основания от других центральных. С запада к ней примыкает Полвиярвинское поднятие, вытянутое с севера на расстоянии 2 км между реками Колосс и Полвийоки. Далее на запад оно граничит с Колосс-Полвиярвинской центрально-клинью, имеющей меридиональное простирание и размеры 2.0×1.5 км. Восточный контакт центрально-клинью тектонический. К нему приурочена дайка габбро-диабазов.

К востоку от Полвиярвинской брахисинклинали, отделяясь от нее Сонским выступом гранитов, располагается Сонская центрально-клиналь. Она имеет в плане вид острого угла, вершина которого располагается севернее дер. Сона, определяя место замыкания складки, ось которой погружается на юг. Величина складки 1.5—2.0 км. Восточное крыло центрально-клинью сложено кварцитами и карбонатными породами, которые залегают на гранитах под углами 10—20°. Западное крыло складки осложнено тектоническим разломом. Юго-восточнее выделяется еще одна центрально-клиналь—Ягярвинская, которая имеет размеры 2.0×1.2 км и погружение оси складки на юго-запад. С северо-запада, северо-востока и юго-востока центрально-клиналь оконтуривается гнейсо-гранитами, на которых залегают кварциты, а выше их — карбонатные породы, заполняющие синклинали. Простирание пород меняется здесь в широких пределах, соответственно с контурами складки. Углы падения слоистости 10—30°.

Прогиб собственно Туломозерской мульды, имеющий размеры 10×4 км, заполнен карбонатными и перекрывающими их породами шунгитоносной толщи с силлами габбро-диабазов. Эти породы смяты в пологие брахиморфные складки разной величины, представленные как брахи-антиклинами, так и брахисинклинали. Наиболее крупная брахиантиклиналь — Лукколская — расположена в 1 км к западу от дер. Луккола. Здесь из-под карбонатных и переслаивающихся с ними пород на дневную поверхность выходят граниты основания, образуя брахиантиклиналь величиной 600×400 м. К северу это поднятие прослеживается у излучины р. Колосс, севернее которой граниты вновь обнажаются среди карбонатных пород на площади 100×250 м. К западу от Лукколской анти-клинью ятулийские породы полого погружаются на запад и юго-запад, образуя серию кулисообразных брахисинклинали с овальными контурами. Размах крыльев брахисинклинали составляет 300—600 м, длина —

2—4 км. Для складок отмечена своеобразная особенность — крылья быстро выполаживаются на глубине, отчего антиклинали, как правило, узкие, вытянутые, а синклинали широкие, с пологим днищем.

Туломозерская мульда пересечена тектоническими разломами субмеридионального и субширотного простирания. Вдоль разломов наблюдается сильное сквозное рассланцевание пород поперек их слоистости, а в ряде случаев — образование сжатых крутых складок.

**Малоянисъярвская структура.** По северо-восточному берегу оз. Малое Янисъярви от дер. Ялонвара до оз. Кухиласлампи на протяжении 20 км при наибольшей ширине до 3—4 км протягиваются ятулийские породы. В плане они имеют форму дугообразной полосы субширотного простирания с выпуклостью к северо-западу. С севера ятулийские отложения несогласно перекрывают архейские и нижнепротерозойские породы, а с юга по зоне тектонического нарушения на один гипсометрический уровень с ятулийскими образованиями взброшены сортавальские и ладожские толщи. Таким образом, здесь по существу сохранилось только северное крыло ятулийской структуры. В северной части крыла породы полого, под углами 10—20°, падают на юг. В сторону ядра структуры (к зоне тектонического нарушения) наклон пластов прогрессивно возрастает до 50—70°. Более подробное описание этой структуры дано ранее (Кратц, 1963; Соколов, 1963). Здесь мы отметим только, что, несмотря на приразломную переработку, в Малоянисъярвской структуре сохранились центраклинали и брахиморфные очертания складок.

## Блоки и выступы

На основе анализа данных гравиметрии и глубинного сейсмозондирования (Литвиненко, 1968; Цирюльников, Сокол, 1968; Цирюльников и др., 1968), а также материалов по аэромагнитной съемке (Зандер и др., 1967) было подтверждено, что на территории восточной части Балтийского щита кристаллический фундамент состоит из серии блоков, которые рассматриваются в качестве массивов ранней консолидации. Наиболее крупными являются Беломорский (мощностью земной коры 30—37 км) и Восточно-Финляндский (мощность земной коры 32—42 км) блоки, которые имеют 400—500 км в поперечнике. Блоки меньших размеров (Южно- и Северо-Онежский) имеют до 100 км в поперечнике и мощность земной коры до 40 км. Мощность гранитного слоя в блоках более 7 км, что характеризует их как платформенные структуры. О времени становления блоков (геофизические данные характеризуют современное строение блоков) можно судить по разным геологическим данным. Так, К. О. Кратц и др. (1968) на основе анализа материалов по геологии и петрологии гранито-гнейсовых полей пришли к заключению о консолидации изученных ими блоков в конце нижнего протерозоя. К такому же выводу можно прийти при анализе палеогеографических схем для ятулия.

Беломорский и Восточно-Финляндский блоки представляли, по-видимому, массивы с ограниченным накоплением ятулийских осадков. Во всяком случае ятулийских отложений на них практически не сохранилось. Северо-Онежский блок в ятулийское время играл роль выступа, разделяя Карельскую и Южно-Карельскую впадины. На поверхности выступа происходило накопление маломощных континентальных осадков и излияние основных лав, которые составляют койкарско-медвежьегорский тип ятулийских отложений. В основании ятулия здесь развиты древние коры выветривания, эллювиальные брекчии и участки погребенного микро- и мезорельефа (Соколов и др., 1966). Нижнеятулийские отложения, в основном песчано-гравелито-конгломератовые, характеризуются чрезвычай-



чайно невыдержанной мощностью, редко превышающей 100—120 м. Чаще эти осадки вообще отсутствуют и нижнеятулийские лавы основного состава перекрывают породы доятулийского основания. В среднем ятулии осадки (в основном речные) имеют мощность от 5 до 25 м, а перекрывающие их покровы основного состава достигают суммарной мощности до 150—170 м. Верхний ятулий представлен маломощными песчано-глинистыми и карбонатными породами. Отложения койкарско-медвежьегорского типа слагают северное и северо-восточное крылья Онежской структуры на южной окраине выступа, а в пределах собственно выступа прослеживаются в виде трех цепочек ятулийских складок. Одна из них располагается на северном продолжении Карташинской синклинали и включает Петроварскую, Чумойгорскую, Мяндусельгскую и Покровскую синклинали. Вторая цепочка синклиналей примыкает с юго-запада к Кумсинской синклинали (Плаковарская, Медвежьегорская, Келдосельгская, Григозерская и др.) и почти под прямым углом подходит к Покровской синклинали. Третья цепочка синклиналей прослеживается от Великой губы оз. Сегозеро на восток-юго-восток к оз. Черноезеро. Несколько особо располагаются ятулийские складки южнее оз. Выгозеро.

Размеры ятулийских складок сильно колеблются и морфологически могут быть разделены на две условные группы. Первая группа представлена линейными синклиналями, в осевой части осложненными тектоническими разломами. Такова, например, Кумсинская синклиналь, вытянутая на 30 км при ширине до 2—3 км. Северо-восточное крыло синклинали, перекрывающее разнообразные по составу гранитоиды, имеет падение 15—30°. В юго-западном крыле ятулийские породы, залегающие на сумийско-сариолийских образованиях, круто, под углами 60—80°, падают к центру синклинали, а в ряде участков (у пос. Падун, дер. Плаковара) опрокинуты на север. В ядре синклинали, по которому проходит тектонический разлом, залегают карбонатные породы с sillами габбро-диабазов, которые смяты в мелкие складки. Подобные же приразломные усложнения наблюдаются в Черноезерской и ряде других синклиналей. Вторая группа складок имеет брахиморфный характер и овальные очертания с пологим (10—30°) падением крыльев. Мы отметили, что указанные две группы складок условны, так как встречаются и такие, в которых наблюдается асимметричное строение, когда одно крыло имеет пологое (10—20°) падение, а второе смято и рассланцовано (например, Чумойгорская складка).

## ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ЯТУЛИЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Описание конкретных ятулийских тектонических структур позволяет наметить общие особенности их морфологии. В пределах всех структур, состоящих из одной или многих складок, в площадном отношении значительно преобладают синклинали. Среди складок морфологически выделяются две крайние группы, связанные друг с другом промежуточными формами.

Первая группа включает ненарушенные разломами пологие брахиморфные складки. Синклинали, как правило, имеют в плане овальные и неправильно-овальные контуры. Отношение длины к ширине их меняется от 2:1 до 15:1. Они имеют различные размеры, достигая длины 20—30 км. При этом наблюдается ундуляция осей складок, и они распадаются на брахисинклинали более мелких порядков. Падение крыльев в них чаще 15—30° при быстром выполаживании в ядре с образованием широкого пологого днища. У всех синклиналей отчетливо выражены центраклинальные замыкания. Антиклинали, разделяющие брахисинкли-

нали, имеют различное строение. Очень характерны брахиантиклинали длиной 1,5—9,0 км при ширине 1—3 км. В их ядрах часто обнажаются породы доятулийского основания. Падение ятулийских пород в периклиналях — 10—20°, а в крыльях антиклиналей — от 20 до 60°. При широко развитом кулисообразном сочленении пологих синклиналей они разделяются более или менее узкими антиклинальными перегибами, которые имеют в плане извилистые контуры. Синклинали, вытянутые параллельно друг другу, разделяются обычно линейными антиклиналями, которые в поперечном разрезе имеют гребневидную форму в карбонатно-терригенных породах и арковидную с пологим сводом в кварцито-песчаниковых толщах. При этом в присводовой части антиклинали обычно разбиты разломами. Поэтому они быстрее разрушались, и к антиклинальным структурам в настоящее время чаще приурочены озерные котловины.

Вторая группа складок также с преобладанием синклиналей — это узкие линейные складки, нарушенные разломами и вовлеченные в приразломные дислокации. Среди этих складок, достигающих длины 30—50 км при небольшой ширине (1—3 км), выделяются: асимметричные синклинали с одним пологим (15—20°), а другим крутым (60—80°) крылом; сильно сжатые синклинали с крутым, а иногда и опрокинутым залеганием крыльев и глубоким погружением днища; моноклинальные складки с одним сохранившимся крутозалегającym крылом при взбросе и эрозии другого крыла. Характер профиля отдельно взятой складки нередко меняется в разных ее частях, так что асимметричная синклиналь может переходить в моноклиналь. Это обусловлено как различной глубиной эрозионного среза, так и колебаниями амплитуды смещений по разломам.

Складки первой группы преобладают в тектонических структурах Южно-Карельской впадины, а также в тектонических структурах, расположенных у борта Карельской впадины вдоль границы ее с выступами и блоками. Складки второй группы шире развиты в центральной части Карельской впадины, на Северо-Онежском выступе, а кроме того, спорадически встречаются в других структурах, где они как бы рассекают сочетания складок первой группы.

Складки первой и второй групп различной формы и в разном сочетании присущи всем типам ятулийских отложений, независимо от характера осадочных образований и наличия или отсутствия в их составе покровов и силлов основных пород. Последнее мы подчеркиваем в противовес появившимся в печати утверждениям о магматической природе ятулийских дислокаций (Новикова и Чахмачев, 1967; Новикова, 1969).

При анализе морфологии складок в нижне-, средне- и верхнеятулийских породах заметно, что линейный характер складок резче проявляется в нижнеятулийских образованиях, в то время как в средне- и верхнеятулийских породах шире представлены более пологие и широкие складки, что связано, по-видимому, с общей тенденцией затухания складчатости вверх при удалении от фундамента.

При характеристике морфологии ятулийских складчатых структур можно отметить, что складки первой группы морфологически близки к тем складкам, которые описаны в литературе как глыбовые (Белоусов, 1958), облекания (Михайлов, 1958), отраженные (Хаин, 1954, 1957), штамповые (Бронгулеев, 1956), блоковые (Цейслер, 1965) и т. д., а складки второй группы у указанных и других исследователей получили названия складок смятия, приразломных, приразрывных, коробления, нагнетания, рубцовых, шовных, приблоковых. Указанные складки, судя по вкладываемому авторами в название гепетическому смыслу, образовались при блоковых движениях в платформенных или полуплатформенных условиях.



Таким образом, наиболее существенные региональные особенности тектонических структур являются результатом постседиментационных преобразований ятулийских толщ. Выше отмечалось наличие в ряде структур седиментационных прогибов или выступов, ориентировка которых сечется преобладающим северо-западным простиранием ятулийских складок, что особенно четко видно в Онежской структуре. Поэтому задача выявления этапов тектонического развития в ятулии не может ограничиваться описанием морфологии складок и установлением механизма их образования, а должна включать и рассмотрение тектонических факторов, определяющих ход последовательного формирования ятулийских вулканогенно-осадочных толщ. Для этой цели мы используем материалы комплексных геологических и литолого-вулканологических исследований, которые проводились в последние годы (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970; Негруца, 1963; В. Негруца и Т. Негруца, 1965; Первозчикова, 1957; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Гилярова, 1969, и др.).

### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ЯТУЛИИ

Рассмотрение поставленного вопроса мы проводим в хронологической последовательности, выделяя конседиментационный и постседиментационный этапы в образовании ятулийских структур.

**Конседиментационный этап.** В предшествующий ятулию сумийско-сариолийский период произошло накопление невыдержанных по составу и мощности гетерогенных осадочных и вулканогенных образований, заполнивших узкие протяженные трог. После складкообразовательных движений, в результате которых сумийско-сариолийские толщи были смяты в серии широких пологих складок, наступил период длительного относительного тектонического покоя — период формирования предьятулийского пенеплена в условиях общих восходящих движений восточно-балтийского сегмента земной коры. В это время на огромной территории, по крайней мере на восточной части Балтийского щита, происходило формирование различных типов кор выветривания (Соколов, Хейсканен, 1966; Корякин, 1967, и др.), формирующихся на различных по возрасту (от архейских до сариолийских) и составу породах. Разные типы кор выветривания не имеют какой-либо приуроченности к разнородным тектоническим элементам. Так, брекчии с карбонатным цементом встречаются как на блоках земной коры, так и на площади между блоками. Такое же широкое распространение имеют и химические коры выветривания. С другой стороны, коры выветривания погребены и под бассейновыми и континентальными осадками ятулия. Все это подчеркивает однородность и стабильность тектонических условий в это время на большой площади. Поэтому горизонт коры выветривания получил значение маркирующего для определения амплитуды колебательных движений на протяжении ятулийской истории.

Ятулийское осадконакопление и конседиментационные тектонические движения, сменившие период пенепленизации, отчетливо разбиваются на три фазы: нижнеятулийскую, среднеятулийскую и верхнеятулийско-суйсарскую, в каждую из которых происходили вертикальные колебательные движения блоков основания, определяющих размещение областей седиментации.

Для всех фаз устанавливаются общие тектонические закономерности и связанные с этим особенности осадкообразования и магматизма. В дифференцированных движениях блоков основания в начале фаз преобладали нисходящие движения, вызывавшие трансгрессии бассейнов и формирование соответствующих трансгрессивных осадочных серий. Затем следовали восходящие движения с образованием регрессивной по-

следовательности осадконакопления, сопровождаемого вспышками основного вулканизма. Указанные тенденции тектонического развития привели к тому, что отложения ятулия—суйсария представляют собою в вертикальном разрезе цикличное чередование осадочных и вулканогенных толщ, когда в основании каждого подотдела залегают осадочные, а в кровле — вулканогенные породы. При этом каждая фаза развития начинается с размыва подстилающих пород. Анализ первичных структурно-текстурных признаков пород, данные об изменении мощностей, состава и фациальных особенностей толщ по латерали с использованием палеодинамических и вулканологических данных положены в основу расчленения истории тектонических движений в описываемый период, рассматриваемый по фазам их развития.

Нижнеятулийская фаза. В нижнем ятулии произошло расчленение поверхности пенецлена восточной части Балтийского щита на сегменты по направлениям — от северо-северо-западного до северо-восточного. При этом север-северо-западное субмеридиональное простирание разломов на большей части территории было преобладающим и обусловило линейную конфигурацию крупных горсто-грабеновых структур с суммарными нисходящими колебательными движениями разной амплитуды у различных блоков. В совокупности они образовали Карельскую седиментационную область в Центральной и Северной Карелии и Финляндскую область в Финляндии (рис. 55).

На наличие разломов указанного направления, которые позже в значительной мере были затухиваны постятулийскими движениями преобладающего северо-западного направления, указывают различные данные. Так, например, в субмеридиональном направлении ориентированы контуры Мотко-Воломской, восточного крыла Янгозерско-Селецко-Маслозерской и западного крыла Сегозерской структур. В этом же направлении вытянуты оси многих центраклиналей, осложняющие более крупные структуры. Данные палеодинамического анализа, полученные при изучении косой слоистости нижних горизонтов нижнего ятулия, также указывают на линейную вытянутость форм коренного рельефа (контуров впадин мелкого порядка) в меридиональном направлении.

В пределах Карельской впадины общая мощность нижнеятулийских отложений, особенно первой (нижней) пачки, резко изменяется в субмеридиональном (продольном) и субширотном (поперечном) направлениях. В продольных фациальных разрезах (рис. 56) (Соколов и др., 1970) видно, что мощность плавно, но быстро возрастает к центру впадины, где максимальная амплитуда погружений достигала тысячи метров. На поперечном профиле видны другие особенности строения впадины — резкое расчленение ее днища на узкие желоба и разделяющие их поднятия. При этом по смене мощностей пород в отдельных пачках, перекрывающих желоба и поднятия, и по изменению структурно-текстурных признаков в осадках здесь хорошо видно наличие конседиментационных овальных складок. Анализ мощностей и фаций вышележащих нижнеятулийских отложений показывает, что резкие дифференцированные по в целом нисходящие движения начального периода формирования впадины затем сменились относительно равномерным опусканием ее днища.

На территории Южной Карелии в нижнем ятулии существовал Онежский выступ основания, который частью перекрывался маломощным плащом континентальных осадков. В пределах выступа в нижнем ятулии резче и в разное время проявились локальные расколы северо-восточного простирания, как правило, заложённые в начале нижнего ятулия. Так, при детальном структурном изучении взаимоотношений ятулийских и подстилающих пород на участке у оз. Шаргилампи северо-западнее пос. Гирвас было установлено проявление нескольких разно-



возрастных зон расланцевания. Одна из них имеет северо-восточное направление и резко проявлена в сумийско-сарнилийских и более древних толщах пород (рис. 57), пересекая их простираение. Северо-восточ-

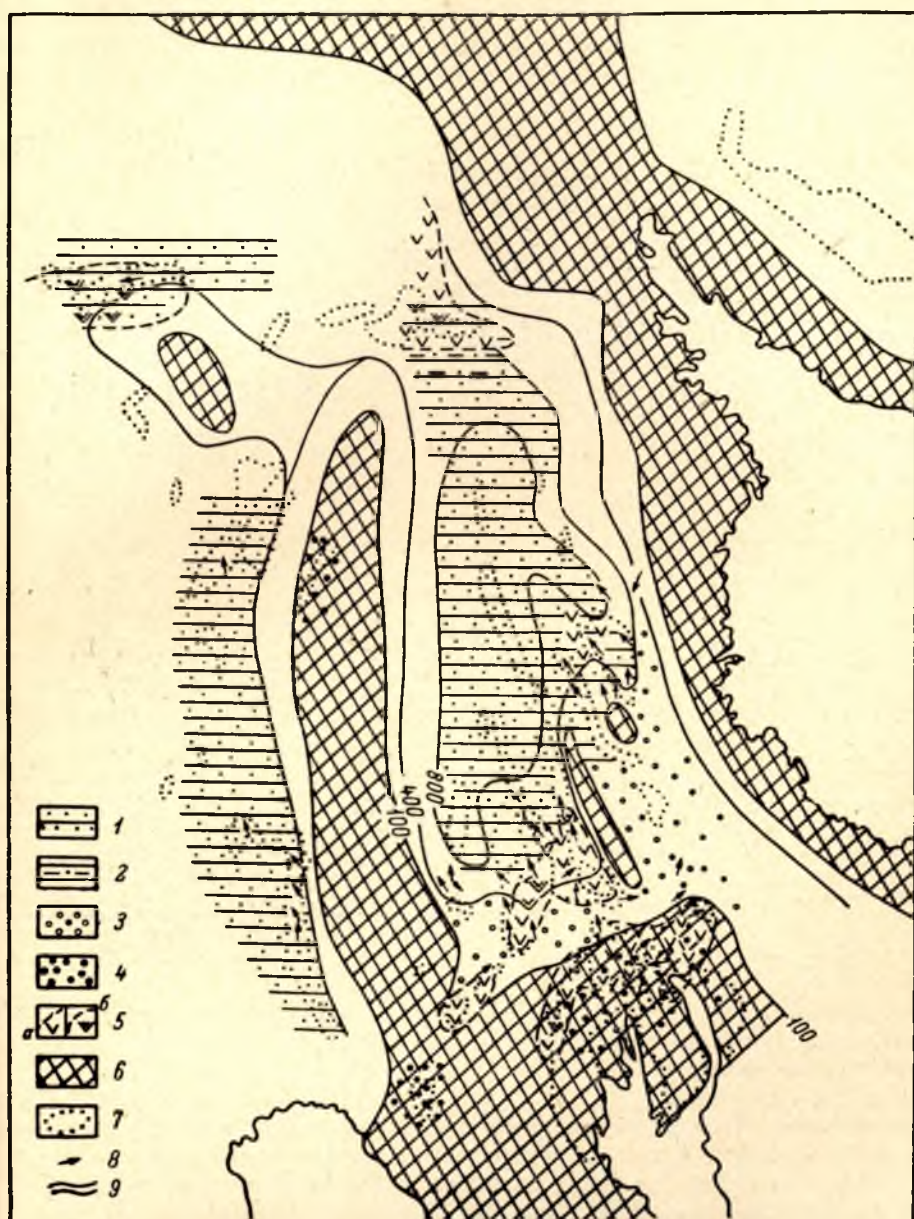


Рис. 55. Палеогеографическая схема нижнего ятулия Карелии и смежных районов.

1 — бассейновые, в основном песчаные (кварцевые) осадки; 2 — то же, глинисто-песчаные; 3 — паралические конгломерато-песчаные (кварцевые) осадки; 4 — континентальные конгломерато-песчаные осадки; 5 — основные эффузивы (а — один поток, б — более двух потоков); 6 — выступы и гряды; 7 — контуры площадей развития ятулийских пород; 8 — направления переноса обломочного материала; 9 — горизонтальности равных мощностей.

ному направлению, согласному с зоной милонитизации, следует и прогиб, заполненный маломощными ятулийскими породами, которые вместе с подстилающими породами расланцованы в субмеридиональном направлении. Указанный синклинальный ятулийский прогиб северо-восточ-

ного простирания к юго-западу и северо-востоку сливается с синклиналями субмеридионального направления. На границе раздела Онежского выступа с Карельской впадиной в конце нижнего ятулия произошли излияния лав основного состава. Излияния последовали за общей регрессией. Направления расколов (подводящих каналов этих излияний) с достоверностью не установлены, но линейная вытянутость лавовых полей

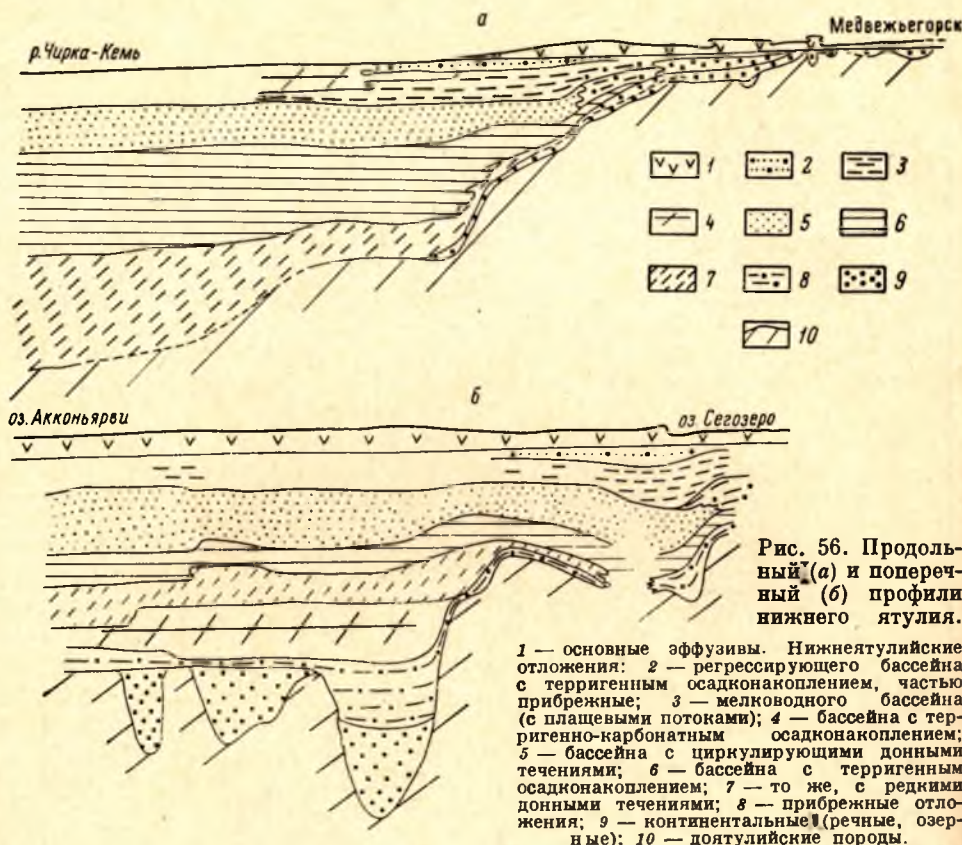


Рис. 56. Продольный (а) и поперечный (б) профили нижнего ятулия.

1 — основные эффузивы. Нижнеятулийские отложения: 2 — регрессирующего бассейна с терригенным осадконакоплением, частью прибрежные; 3 — мелководного бассейна (с плащевыми потоками); 4 — бассейна с терригенно-карбонатным осадконакоплением; 5 — бассейна с циркулирующими донными течениями; 6 — бассейна с терригенным осадконакоплением; 7 — то же, с редкими донными течениями; 8 — прибрежные отложения; 9 — континентальные (речные, озерные); 10 — доятулийские породы.

вдоль границы раздела впадины с выступом, т. е. в зоне, благоприятной проявлению локальных растяжений, указывает на северо-восточное направление расколов.

**Среднеятулийская фаза.** В среднем ятулии продолжалось формирование Карельской впадины. Наибольшая амплитуда нисходящих движений приурочивалась к центральной части впадины, где на нижнеятулийских породах согласно залегают песчано-глинистые и карбонатные бассейновые осадки, которые по латерали, например к югу, сменяются постепенно уменьшающимися по мощности песчанистыми континентальными отложениями. Новым тектоническим явлением в среднем ятулии было заложение новой впадины — Южно-Карельской, которая образовалась в южной части Онежского выступа. Эта впадина, имея субширотное и северо-восточное простирание, отделялась от Карельской субмеридиональной впадины Северо-Онежским выступом, на котором локально накапливались песчанистые, в основном алювиальные, осадки.

В Южно-Карельской впадине преобладало накопление карбонатных осадков. Как установлено, в районах Прионежья, озер Суоярви и Туломозеро в начале среднего ятулия отложились толщи карбонатных пород



мощностью 100—200 м. Изменение мощности пород было связано с образованием конседиментационных структур, когда на выступах основания происходило выклинивание одних пачек и уменьшение мощности других с соответствующим увеличением мощности осадков во впадинах. При этом на значительном протяжении выдерживается общее крупноциклическое строение (трансгрессивно-регрессивные циклы III порядка)

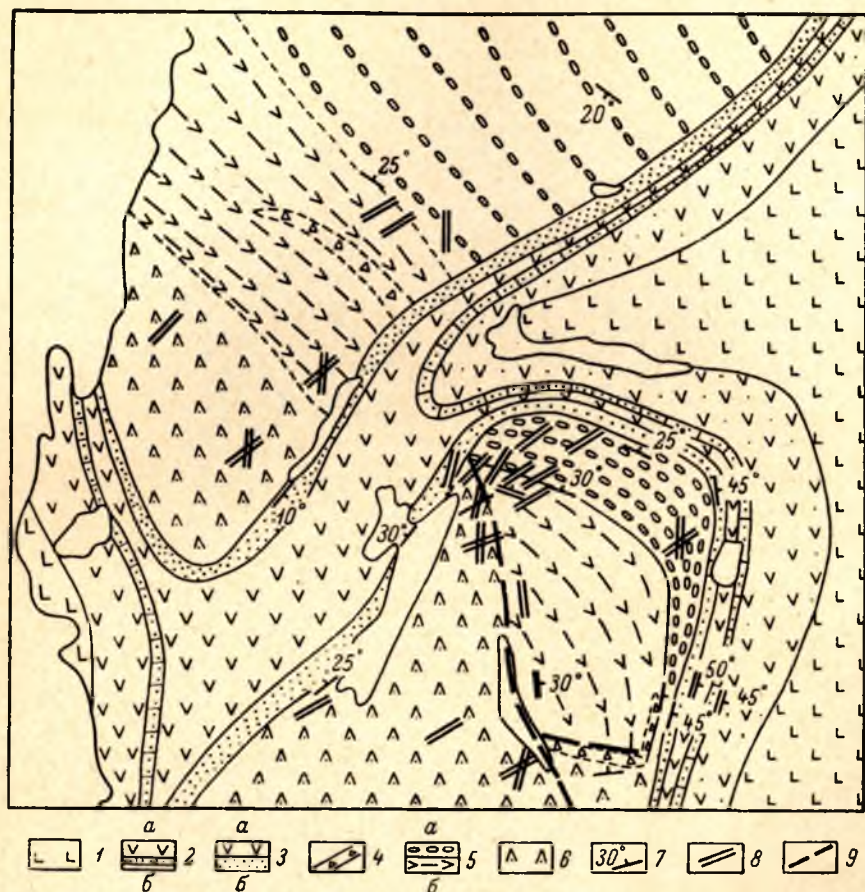


Рис. 57. Геологическая схема района северо-западные пос. Гирвас. Составил Л. Ф. Бондарь, А. И. Голубев.

1 — габбро-диабазы; 2 — среднеятулийские эффузивы (а) и осадочные породы (б); 3 — нижнеятулийские эффузивы (а) и осадочные породы (б); 4 — интрузивы основного состава; 5 — сумийско-сарматские образования (а — полимиктовые конгломераты, б — основные эффузивы); 6 — нижнепротерозойские образования; 7 — слоистость; 8 — сланцеватость; 9 — зоны разломов.

осадочных толщ, в основании которых залегают терригенно-карбонатные, выше — известняковые, а в кровле цикла — доломитовые породы, переходящие опять в терригенно-карбонатные.

В середине среднеятулийской фазы произошла регрессия, которая отразилась в осадочных толщах обеих седиментационных впадин изменением состава пород и фациальных условий осадконакопления. Вслед за регрессией в конце среднего ятулия последовала вспышка напряженного вулканизма (рис. 58, 59). Вулканические зоны приурочены к границам раздела впадин с выступами. Активность вулканизма была большей, чем в нижнем ятулии. В разных участках произошло излияние от 6 до 15 потоков с максимальной суммарной мощностью до 500 м.

Лавы, сообразуясь с рельефом местности, растекались на большой площади. В Карельской впадине лавовые поля имели преобладающую северо-западную ориентировку с более быстрым выклиниванием в южном

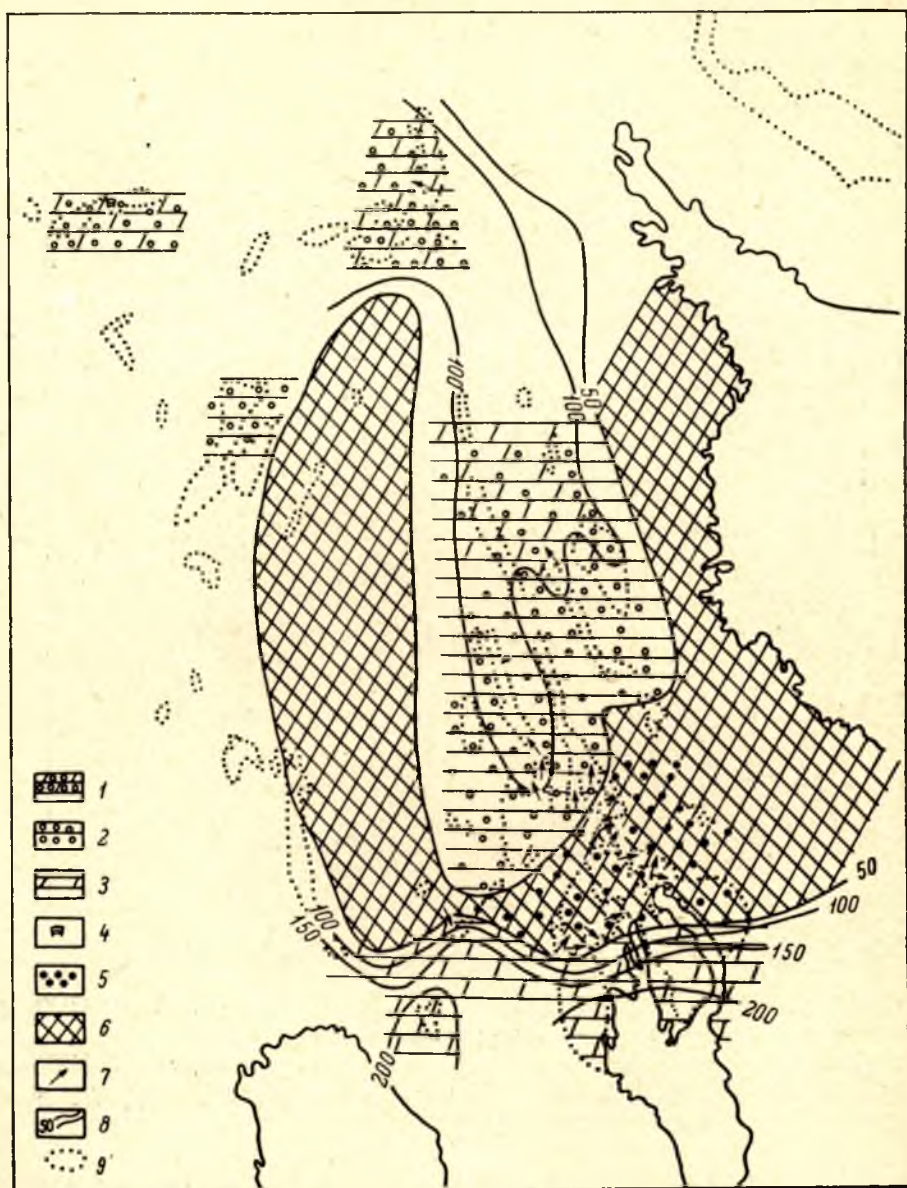


Рис. 58. Палеогеографическая схема низов среднего ятулия Карелии и смежных областей.

1 — бассейновые карбонатно-песчаные отложения; 2 — то же, песчаные отложения; 3 — карбонатные отложения; 4 — местонахождения строматолитов; 5 — континентальные конгломерато-песчаные отложения; 6 — выступы основания; 7 — направления переноса обломочного материала; 8 — горизонталы; 9 — контуры площадей развития ятулийских отложений.

и юго-восточном направлениях. По северному краю Южно-Карельской впадины в ориентировке лавовых полей преобладали южные и юго-восточные направления. В участках, куда лавы не поступали, продолжалось синхронное с вулканизмом накопление терригенно-карбонатных



осадков, заметно подверженных влиянию вулканизма (Соколов и др., 1971). Это выразилось в появлении кремнистых, железистых и туфогенных пород, обогащении осадков натрием, медью, барием. В некото-

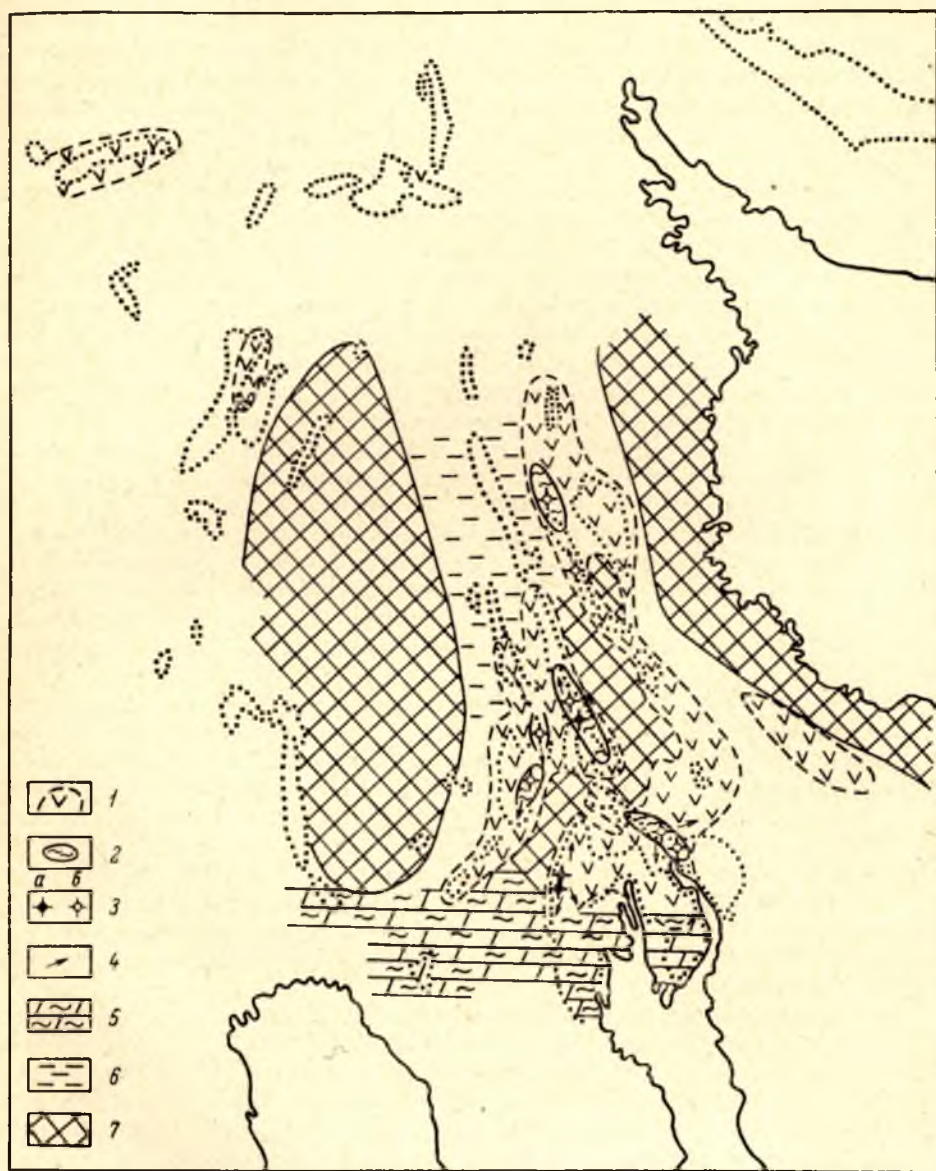


Рис. 59. Палеогеографическая схема верхов среднего ятулия Карелии и смежных областей.

1 — площади распространения основных эффузивов; 2 — площади распространения туфогенных отложений; 3 — центры лавовых излияний (а — установленные, б — предполагаемые); 4 — направления течения лавовых потоков; 5 — бассейновые кремнисто-карбонатные отложения; 6 — бассейновые песчано-глинистые отложения; 7 — выступы основания.

рых участках наблюдается переслаивание лавовых потоков с карбонатными осадками. В удаленных от Северо-Онежского выступа участках Южно-Карельской впадины в это время продолжалось формирование конседиментационных структур.

Проявлением вулканизма и общей регрессией завершились тектонические движения среднеятулийской фазы. Вслед за этим наступил кратковременный период тектонического покоя, о чем свидетельствуют маломощные коры химического выветривания на основных лавах.

**Верхнеятулийско-суйсарская фаза.** В начале верхнего ятулия (рис. 60) вновь началось оживление тектонических движений и продолжение формирования ранее заложенных впадин. Верхнеятулийские осадки согласно, но с размывом перекрывают среднеятулийские породы. В Карельской впадине, где продолжали свое развитие протяженные разломы северного и северо-западного направлений, во впадинах накапливались в основном песчаные и глинистые осадки, которые только в верхах разреза сменились карбонатными.

В Южно-Карельской впадине в верхнем ятулии еще резче проявились субширотные направления разломов и лишь локально существовали разломы субмеридионального направления. Здесь происходило преобладающее накопление карбонатных осадков, которые выше по разрезу сменились шунгитсодержащими и туфогенными осадками. Значительно расширились площади бассейна. В ряде участков верхнеятулийские осадки перекрыли поднятия доятулийского основания, на которых среднеятулийские отложения не накапливались. При этом важно отметить, что трансгрессия имела субширотное направление. Так, например, верхнеятулийские осадки перекрыли гранито-гнейсовые основания на восточном берегу Онежского озера, откуда они, вероятно, прослеживались к району Ветреного Пояса. Северо-восточное простираание Южно-Карельской впадины отчетливо выражено в строении Онежской структуры, которая располагается между Северо-Онежским и Восточно-Онежским выступом и имеет седиментогенный прогиб северо-восточного простираания.

Во второй половине тектонической фазы в этой зоне произошли вулканические излияния, которые можно разделить на две стадии. В первую стадию произошли излияния основных лав, которые перекрыли карбонатные породы в районе оз. Пальозеро и чередовались с шунгитсодержащими породами, развитыми теперь на Заонежском полуострове в районе озер Мунозеро—Кончозеро. Эта стадия вулканических излияний сопровождалась внедрением 5—8 силлов габбро-диабазов суммарной мощностью 400—450 м. Зона магмоподводящих разломов располагалась, по-видимому, вдоль северного края впадины, так как отдельные фактические данные указывают на выклинивание силлов в южном направлении.

Во вторую стадию вулканизма произошло излияние пикрито-базальтовых лав, сопровождавшееся обильной экспозивной деятельностью, формированием агломератовых брекчий, туфов, а также формированием пластово-секущих интрузий пироксенитов и перидотитов. Эта собственно суйсарская стадия вулканизма характеризуется большей глубиной заложения магмоподводящих разломов, чем предшествующие ятулийские излияния. Суйсарские вулканы и вулканогенно-осадочные породы широко развиты в пределах Онежской структуры, где они сохранились в замке седиментационной впадины. Площадь их распространения вытянута в северо-восточном направлении, а на продолжении впадины в районе кряжа Ветреный Пояс располагается вторая площадь пологозалегающих пикрито-базальтовых лав. При общей северо-восточной ориентировке площадей развития суйсарских образований расположение и направление расколов, являющихся подводящими каналами для этих лав, остается еще неясным и требует специального изучения. Выявленные в районе Кондопожской губы вулканические аппараты (вулканические трубки) располагаются в субмеридиональном направлении. Это же на-



правление имеют и многочисленные мелкие дайки, секущие суйсарские образования. Однако вопрос о природе этих расколов и их сопряженности с расколами северо-восточного направления остается пока открытым.

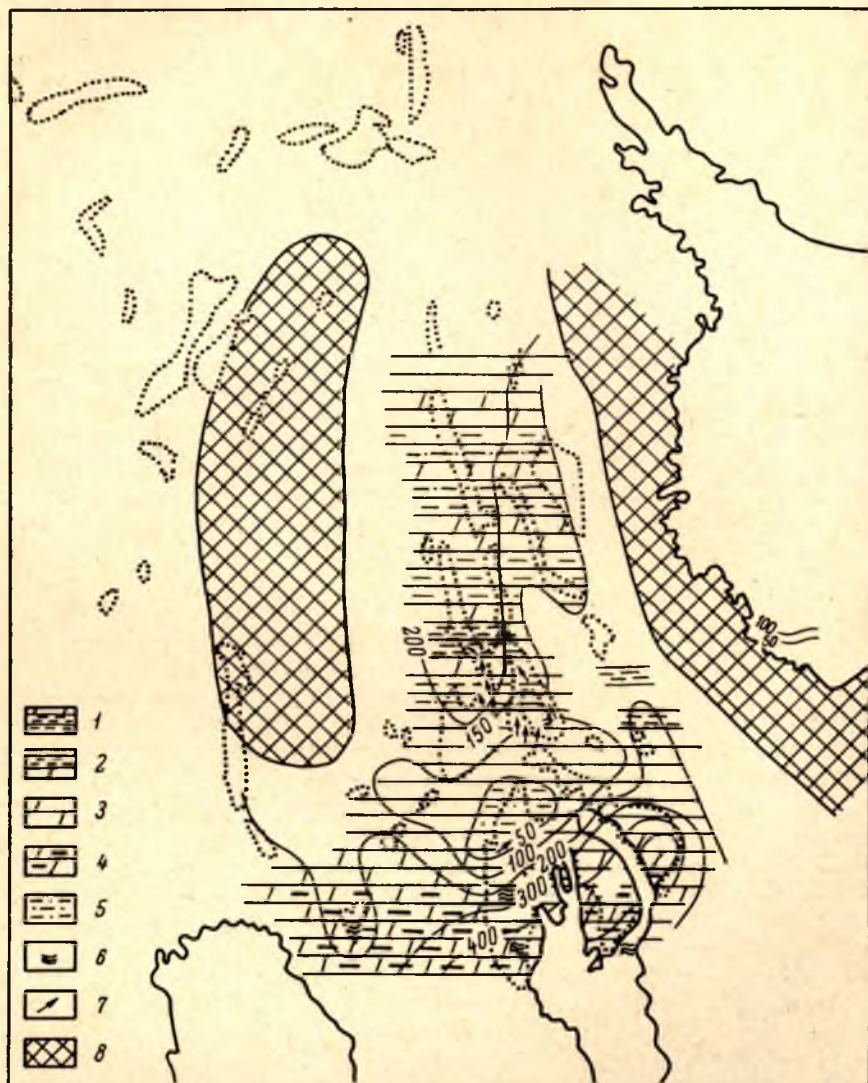


Рис. 60. Палеогеографическая схема верхнего ятулия Карелии и смежных областей.

1 — карбонатно-глинисто-песчаные отложения; 2 — глинисто-карбонатные отложения; 3 — карбонатные отложения; 4 — карбонатно-шунгито-глинистые отложения; 5 — глинисто-песчаные отложения; 6 — местонахождение строматолитов; 7 — направления переноса обломочного материала; 8 — выступы основания.

Вулканическими излияниями верхнего ятулия—суйсария, синхронно с которыми, по-видимому, происходило накопление большого количества осадочно-вулканических осадков, заканчивается конседиментационный этап тектонического развития ятулийско-суйсарского периода, сменяемого вепской фазой конседиментационного развития среднепротерозойских отложений. В районе Онежского озера отчетливо устанавливается согласное залегание нижневепских отложений в широких синклиналях,

сложенных верхнеятулийско-суйсарскими породами. И хотя вопрос о стратиграфическом положении вепсия, а также унаследованности (и сопряженности) его геологической истории от ятулийской продолжает еще оставаться дискуссионным, имеются основания рассматривать вепский седиментационный этап в едином последовательном ряду с ятулийскими фазами,

В ходе седиментационного развития среднего протерозоя наиболее отчетливо проявились последовательные вертикальные тектонические движения по разломам двух направлений — север-северо-западном и восток-северо-восточном. Неравномерные пульсационные вертикальные перемещения блоков основания по этим разломам обусловили:

а) отложение полифациальных осадочных толщ различной мощности;

б) структурный контроль над размещением периодических излияний основных лав;

в) формирование конседиментационных складок в покрове вулканогенно-осадочных пород.

Суммарным итогом развития конседиментационного этапа является становление различных геотектонических единиц.

1. Области преобладающего развития прогибов преимущественно север-северо-западного простирания нижнеятулийского заложения (Карельская впадина). В этой области (впадине) в условиях значительной контрастности колебательных движений (мощность осадков до 1500 м) образовались конседиментационные линейные складки с линейными контурами.

2. Области преобладающего развития прогибов преимущественно широтного и северо-восточного направления среднеятулийского заложения — Южно-Карельская впадина. Формированием этой впадины начинается образование флексуры на южной окраине Балтийского щита, которая была описана А. А. Полкановым (1956) для юттия. В этой области были образованы конседиментационные структуры с изометричными антиклиналями и с пологими широкими, реже линейновытянутыми синклиналями. На сводах антиклиналей мощность толщ на десятки и сотни метров меньше, чем в замках синклиналей. Прототипом таких складок можно считать пологие брахиантиклинали в районах Прионежья, озер Туломозеро, и Суоярви, в которых сохранились пологие складки и устанавливается сопряженная с ними фациальная изменчивость в ятулийских толщах.

3. Области преобладающего развития поднятий разных направлений, таких как Беломорский, Ботнический, Северо-Карельский и Северо-Онежский блоки и выступы фундамента. В пределах блоков и выступов по геофизическим данным в настоящее время установлена повышенная мощность земной коры, порядка 30—42 км, и обособление гранитного слоя до 7 км мощности. Все это характеризует блоки и выступы как платформенные структуры.

**Постседиментационный этап.** Этот этап тектонического развития ятулия—суйсария-вепсия привел к преобразованию конседиментационных структур (во впадинах и на выступах) в ходе блоковых движений по расколом нескольких генераций. Главным направлением этих расколов является общее для всей Карелии северо-западное направление с колебанием в отдельных участках в 10—20°. Вдоль расколов этого направления произошли тектонические подвижки отдельных блоков земной коры, а в направлении, перпендикулярном к общему расположению расколов, осуществлялось «сжатие» седиментационных ятулийских структур и образование системы складок различного типа. При этом наиболее отчетливо вторичная структурная переориентировка консе-



диментационных структур сказалась в ятулийских отложениях Южно-Карельской впадины. Так, например, в Онежской структуре ятулийские породы оказались смятыми в пологие складки с линейными острыми гребневидными антиклиналями, ориентированными почти поперек седиментационной складчатости. При общем пологом залегании суйсарских образований в районе кряжа Ветреный Пояс все они разбиты на блоки, линейновытянутые в северо-западном направлении. В пределах Карельской впадины постятулийские разломы и приразломные складки располагаются под острым углом относительно простираения конседиментационных складок.

При небольшой амплитуде перемещения блоков по вертикальным расколам образовались брахиантиклинальные складки, в присводовой части которых происходило формирование трещин растяжения, заполненных теперь габбро-диабазами. Примером таких складок являются брахиантиклинали на северных берегах озер Сегозеро, Елмозеро, Селецкого. Эти складки (и разрывы) по своей морфологии очень напоминают складки, образующиеся при моделировании складок с пологим полукруглым штампом. На крыльях таких антиклиналей возникали крутые флексуры с быстрым выполаживанием ятулийских пород на сводах антиклиналей и в днищах синклиналей.

При большой амплитуде вертикальных движений в ятулийских отложениях появились разрывы с перемещением вдоль них. Такие перемещения приводили к формированию горстов и грабенов, а также к образованию приразломных подворотов крыльев складок, нередко с крутым залеганием. Взброшенные части складок затем были полностью или частично уничтожены эрозией, и поэтому теперь обнажены корневые части складок — одно- и двухсторонние грабены, асимметричные синклинали и т. д. Статистический анализ показывает, что у большей части разбитых на части ятулийских синклинальных складок северо-западного направления взброшенными являются северо-восточные крылья, тогда как у широтных синклиналей обычно взброшены южные крылья.

Движения блоков по наклонным расколам приводили также к горизонтальному сжатию ятулийских пород. В приразломной части формировались линейные складки с крутым, иногда опрокинутым залеганием крыльев, с глубоким опусканием их днища. Примером таких складок является синклинальная складка северо-западного простираения в Чирко-Кемской структуре, складки севернее оз. Сегозеро и ряд других. При развитии восходящих и нисходящих блоковых движений с амплитудами больше мощности ятулийских толщ структуры были расчленены на части. В приподнятых блоках пологозалегающие ятулийские породы были эродированы. Сохранились лишь корни крупных линейновытянутых приразломных складок, днища которых были погружены на значительную глубину и сжаты либо между нижнепротерозойскими породами, либо на контакте между нижнепротерозойскими и архейскими породами. В этих случаях нередко наблюдается видимое согласное залегание ятулийских пород, например с нижнепротерозойскими, или даже видимое переслаивание их, что приводит к досадным недоразумениям при стратиграфических построениях. Примером таких складок служат ятулийские складки в районе озер Шомбозеро, Маслозеро, дер. Петрова Гора и т. д.

Указанные и другие возможные варианты возникновения новообразований в ятулийских складках по-разному проявились в пределах различных геотектонических зон. В пределах Северо-Онежского выступа и Южно-Карельской впадины ятулийские структуры осложняются отдельными разломами, и сжатые приразломные линейные складки развиты

в них локально (например, Койкарская и Кумсинская приразломные синклинали Онежской мульды, Сонская синклиналь Туломозерской мульды и т. д.), а в целом складки пологие, открытые, широкие, замкнутые. Они получили название наложенных мульд (Соколов, 1958; Кратц, Лазарев, 1961). На площади между крупными блоками земной коры, как например в Карельской впадине, где происходили наиболее крупные колебательные движения в конседиментационную стадию, заметно сильнее проявились и постятулийские преобразования тектонических структур. Более широкие пологие складки здесь сохранились лишь в структурах, тяготеющих к краю впадины (Лубосалмская, Янг-озерская, Сегозерская, Летнеозерская), а в ее центральной части развиты линейные, часто крутосжатые синклинали, приразломные (шовные) односторонние узкие грабены со взброшенными по разломам и эродированными крыльями. Амплитуды взбросов здесь превышали мощности ятулийских пород.

## ВЫВОДЫ

Заканчивая рассмотрение последовательности формирования ятулийских тектонических структур Карелии, можно заключить, что в их современной морфологии нашли отражение воздействия двух разновозрастных этапов тектонических движений: конседиментационного и постседиментационного.

Конседиментационный этап отвечает времени накопления ятулийских отложений. Постседиментационный этап, начавшийся, по-видимому, с тектонических напряжений готской складчатости, по существу не закончился до настоящего времени, ибо новейшие тектонические движения до сих пор меняют облик земной коры. Суммарное воздействие напряжений двух этапов по-разному проявилось на облике тектонических структур, расположенных в различных геотектонических областях. В ятулийских структурах Южно-Карельской впадины резко проявлены особенности конседиментационного этапа развития, а в Карельской впадине ятулийские структуры значительно интенсивнее переработаны в процессе постседиментационных движений. Признание этого факта должно иметь большое значение при разработке вопросов их классификации и терминологии. До настоящего времени ятулийские структуры обычно разделялись на две группы: пологие широкие структуры (наложенные мульды), морфологически сопоставлявшиеся со складчатостью «юрского» типа, и узкие линейные складки (наложенные синклинали) «германотипного» типа, которые иногда признавались как две вполне самостоятельные и равнозначные ветви наложенных структур (Кварц, Лазарев, 1961). Здесь важно уяснить понятие наложенности структур, ибо конседиментационное и постседиментационное начало в структурообразовании означает разное понимание механизма наложенности и унаследованности.

Рассмотрение тектонических этапов образования ятулийских структур показало, что их основной морфологический облик был создан в результате блоковых и сопутствующих им движений. Это имеет принципиальное значение в тектонической истории докембрия Карелии, свидетельствующее о качественном изменении механизма структурообразования, начавшемся во время формирования сумийско-сариолийского комплекса и получившем дальнейшее развитие в ятулип.



Результаты геологических исследований, изложенные в данной работе, позволяют в настоящее время наметить последовательные этапы тектонического развития территории Карелии в докембрии, которые сопровождались формированием соответствующих серий (комплексов) осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных пород, а также специфичными особенностями проявления метаморфизма. Вполне определенно устанавливается наложение последующих деформаций на более ранние, но характер и степень интенсивности проявления деформации каждого последующего периода различны, что отражается в формировании разностильных и разноплановых структур в разновозрастных комплексах. В докембрии Карелии наиболее определенно выделяются две разновозрастные тектонические системы: архейская в западном Беломорье и протерозойская в пределах остальной территории Карелии, которые сформировались в результате самостоятельных циклов тектонического развития с наложением протерозойских деформаций на тектоническую систему беломорид.

Формирование тектонической системы беломорид в архее происходило в два периода: ранний (чупинский) и поздний (лоухский), которые четко отделяются друг от друга пространственной ориентировкой систем складок, характером магматических и метаморфических процессов, но принадлежат к единому геотектоническому циклу, на что указывает отсутствие тектонической стабилизации между этими периодами и сохранение термодинамических условий метаморфизма без существенных изменений.

Формирование тектонической системы беломорид завершается определенной стабилизацией земной коры региона, но не достаточной для перехода в платформенную стадию. Вследствие этого тектоническая система беломорид вовлекается в протерозойскую деформацию. В пределах беломорид устанавливаются структуры, магматические породы и проявления метаморфизма, которые могут быть сопоставлены со структурами ребольского и селецкого периодов тектонической активности и связанными с ними проявлениями магматизма и метаморфизма.

Тектоническая история нижнего протерозоя отчетливо распадается на два крупных периода длительностью не менее 200—300 млн лет каждый. С первым, ребольским периодом связано формирование пород ранней спилито-диабазовой и вулканогенной железисто-кремнистой формаций, в основании которых неизменно присутствуют карбонатные и графитистые сланцы. Они могут рассматриваться как зародышевая форма ранней карбонатно-органогенной формации. В конце осадконакопления, венчая разрез суперкрупных образований, появляются первые несомненно поверхностные эффузивные и гипабиссальные кислые породы натрового ряда. Интрузивный магматизм начинается с формирования гипербазито-

вых интрузий, которые сменяются мощными проявлениями кислого магматизма, представленными диорит-плагиигранитной серией гранитоидов. Последние повсеместно развиты в областях, где на современном эрозионном срезе слабометаморфизованные суперкрупные образования отсутствуют. Плагипорфиры, ортолептиты и другие кислые эффузивы натрового ряда в районах развития сравнительно слабометаморфизованных суперкрупных образований, скорее всего, одновозрастны с породами диорит-плагиигранитной серии. Более молодыми являются гранитоиды гранитной серии, представленные калинатровыми и существенно калиевыми гранитами. Образование последних в отличие от пород диорит-плагиигранитной серии не сопровождалось широкой площадной перекристаллизацией, мигматизацией и гранитизацией субстрата. Они образуют отчетливо секущие интрузивные тела с той или иной зоной контактового изменения, залегающие среди слабометаморфизованных суперкрупных образований лопия, либо массивы, подобные мигматовым куполам, или линейные зоны мигматизации, сопряженные с системами жильных тел, в районе развития пород субстрата, гранитизированного во время образования диорит-плагиигранитной серии и отвечающего более глубокому структурному уровню.

Фаціальная изменчивость суперкрупных образований, устанавливаемая в районах пониженной степени регионального метаморфизма, свидетельствует, что тектонические движения сопровождали весь процесс осадконакопления. Вследствие этого режим осадконакопления существенно менялся в разных зонах общей ранней нижнепротерозойской седиментации. Роль отдельных формаций поэтому также сильно меняется, и они подразделяются на отдельные разновидности и градации.

Складчатость и общая тектоническая деформация, проявившиеся после осадконакопления, характеризуются повсеместно очень высокой интенсивностью, своеобразием стиля при региональной выдержанности кинематических характеристик. По своим особенностям она отвечает наиболее глубинному типу складкообразовательных движений. В истории формирования ребольских структур выделяются два этапа. Движения первого этапа отличаются наибольшей напряженностью и играют определяющую роль в формировании наблюдаемого структурного плана. Они подразделяются на несколько последовательных фаз складчатости, в целом сохраняющих общую для этапа ориентировку поля тектонических напряжений. Образование пород диорит-плагиигранитной серии связано с рашими, но скорее всего не первыми фазами деформации, тогда как породы гранитной серии начинают формироваться в ходе последней заключительной фазы и затем сопровождают движения второго этапа. Для тектонических структур первого этапа свойственна ассоциация двух направлений. Меридиональные структуры отвечают более высокому структурному уровню. К области их развития приурочены синклиналильные структуры, сложенные слабометаморфизованными суперкрупными образованиями. К области северо-восточных структур приурочены гранитоиды диорит-плагиигранитной серии, интенсивная перекристаллизация, мигматизация и гранитизация пород субстрата, в том числе, возможно, архейского. Тектонические структуры второго этапа развиты уже не повсеместно, но неизменно имеют меридиональные и север-северо-западные направления. Их формирование, по всей вероятности, также не было одноактным.

Региональный метаморфизм ребольского возраста характеризуется меняющейся интенсивностью. Степень метаморфизма растет с переходом на более глубокие структурные уровни. Последовательность зон метаморфизма в суперкрупных образованиях лопия отвечает типу Барроу: хлорит → биотит → гранат → кианит → силлиманит. Ассоциации, типичные для гранулитовой фации, отсутствуют, и общая последовательность



метаморфических зон прерывается интенсивной мигматизацией, пространственно совпадающей с зоной кианита. Силлиманит присутствует только в глиноземистых гнейсах в зоне ультраметаморфизма. Здесь же в основных породах субстрата, наименее подвергающихся гидратации во время гранитизации, развиваются двупироксеновые ассоциации, свидетельствующие о температурных условиях, близких к гранулитовой фации. Метаморфизм является синкинематическим, непрерывным, но максимальные температуры достигаются во время формирования серий гранитоидов, судя по двукратному появлению двупироксеновых ассоциаций и силлиманита в породах гранито-гнейсового комплекса в интервалах, отвечающих времени гранитообразования.

Ребольские движения, гранитоиды и метаморфизм, очевидно, широко проявились в породах беломорид. Со структурами этого возраста, по-видимому, могут быть сопоставлены северо-восточные и субмеридиональные складки, накладывающиеся на субширотные структуры чупинского возраста в Западном Беломорье.

По всем своим особенностям ребольский период деформации соответствует собственно геосинклинальному или ортогеосинклинальному этапу развития карельской геосинклинальной системы. Формационный характер суперкрупных образований, особенности тектонических структур и характер магматизма позволяют отнести геосинклинальный режим к эвгеосинклинальному типу.

В результате ребольской складчатости значительная часть карельской геосинклинальной системы, а возможно, и вся территория современной Карелии была выведена из режима осадконакопления.

Первые тектонические движения селецкого периода вдоль северо-западных и субширотных направлений вызвали дробление земной коры с образованием системы линейных прогибов, в которых начали отлагаться мощные толщи терригенных флишеидных осадков нижнесумийского возраста. Обширная область современного гранито-гнейсового Восточно-Финляндского блока скорее всего не была вовлечена в режим устойчивого и повсеместного осадконакопления и в целом оставалась областью размыва и внутреннего поднятия по отношению к окаймляющим ее прогибам.

Тектонические движения, сопровождающие осадконакопление, перерастают в складчатость первого этапа, вызвавшую образование систем линейных изоклинальных опрокинутых складок северо-западного и субширотного направления. Первый этап состоит из нескольких последовательных фаз складчатости, с которыми связано образование пород гипербазитовой и габбро-диорит-плагногранитной формаций. Тектонические движения вместе с тем широко и интенсивно проявились и в области ребольского и беломорского фундамента, обуславливая его частичную или полную структурную перестройку, усиливаемую интенсивными процессами перекристаллизации и мигматизации, сопровождающими образование плагномикроклиновых и микроклиновых мигматит-гранитов.

Возможно, что наиболее мощные движения в фундаменте приурочены к заключительным стадиям первого этапа, чем обусловлен преобладающий калиевый состав синкинематических гранитоидов. В это же время окончательно оформляются региональные зоны разломов, в том числе и глубинного заложения, неоднократно омолаживаемые в дальнейшем. К заключительным стадиям первого этапа скорее всего приурочена вспышка кислого вулканизма, особенно в районах выступов ребольского фундамента, сменявшегося основным вулканизмом с образованием осадочно-вулканогенных толщ сумийско-сарнильского комплекса. В целом, как и в истории ребольского периода, наиболее ранние фазы движений, складчатости и деформации пород играют основную роль в формировании регионального

структурного плана и определяющих черт тектонического строения области селецкой складчатости.

Тектонические движения второго этапа, которые, по-видимому, захватили и образования сумийско-сарнилийского комплекса, вызвали образование систем наложенных складок в прогибах нижнесумийского возраста, зон смятия и расслаивания в породах фундамента. С первой (меридиональной) фазой движений второго этапа может быть сопоставлено образование массивов габбро-перидотитовой формации, в это же время частично продолжалось накопление толщ основных вулканитов сумийско-сарнилийского комплекса. В дальнейшем формируются существенно калиевые граниты, приуроченные к зонам разломов, а также линейные зоны фельдшпатизации и порфиробластеза в породах фундамента и кислые эффузивы верхов разреза тунгудско-надвоицкой серии. Интенсивный гранитоидный магматизм продолжался и в ходе северо-восточных движений второй фазы, но пространственно он ограничен внутренними зонами Северо-Ладожского прогиба, где с этим временем связаны инверсия и замыкание прогиба. Наиболее примечательными чертами магматизма селецкого периода является образование габбро-диорит-плагиогранитной и габбро-перидотитовой формаций. С первой из них связано появление анортозитов. Кислый магматизм также имеет ряд специфических особенностей. Породы диорит-плагиогранитной серии известны только в пределах Северо-Ладожского инверсионного прогиба, в неинверсионных прогибах эта серия сильно редуцирована. Аналогом ее, в частности, могут быть интрузии чарнокитовых гранитов натрового ряда Восточной Карелии. Напротив, породы собственно гранитной формации представлены широко и многообразно.

Региональный метаморфизм селецкого периода также имеет ряд специфических особенностей. Прогрессивное нарастание его интенсивности, сопряженное с движениями первого этапа, приводит к появлению ассоциаций гранулитовой фации низкого и промежуточного давления, известных, например, во внутренних частях Северо-Ладожского прогиба. В краевых частях прогиба устанавливается, что становление спиксинематической метаморфической зональности по типу Барроу (хлорит → биотит → гранат) в посткиннематическое время было прервано появлением андалузит-ставролит-кордиеритовых ассоциаций типа Бачэн (Buchan) и Абакума. Повсеместно в зонах селецких движений и в неинверсированных прогибах среднетемпературный метаморфизм характеризуется широким развитием ставролитсодержащих ассоциаций, а на регрессивной стадии в связи с движениями заключительных фаз второго этапа — процессами амфиболитизации с образованием зон метасоматических порфиробластических амфиболитов пезозерского типа по различным породам.

По особенностям строения разрезов суперкрустальных образований, магматизму, метаморфизму, стилю тектонических структур селецкий период заметно отличается от ребольского, что свидетельствует о правомочности его выделения. Вместе с тем различные геологические процессы селецкого периода закономерно продолжают развитие ребольского периода. В раннеселецкую эпоху геосинклинальное осадконакопление продолжается в системах линейных прогибов. По формационным особенностям суперкрустальных и магматических образований, стилю тектонических структур, характеру метаморфизма они могут быть отнесены к прогибам многогеосинклинального типа.

Интенсивная складчатость, перерастающая в глыбовые движения, в конце раннеселецкой эпохи полностью вывела область карелид из режима геосинклинального осадконакопления. Формирующиеся в это время осадочно-вулканогенные и конгломератовые толщии скорее всего отвечают обстановке горной области (орогенному этапу), которая, по-видимому,



продолжала существовать и в ходе движений второго этапа селецкого периода. Наступивший затем период тектонического спокойствия привел к региональной пенеппенизации складчатой системы карелид.

Кондопожский период дислокаций, наступивший после дюталийского этапа пенеппенизации (и образования площадной коры химического выветривания), своим первым проявлением имел образование расколов субмеридионального направления, т. е. частичное оживление структурных направлений селецкого периода, по которым произошло образование системы грабенов и горстов. На неоднородном по составу дюталийском основании в Центральной и Северной Карелии (Карельская впадина) отложились полифациальные осадочные толщи различной мощности. Начиная со среднего ятулия резко обозначились движения по расколам северо-восточного направления, по которым заложилась система грабенов Южно-Карельской впадины. В ходе тектонических движений блоков основания и синтетектонического осадкообразования происходило формирование конседиментационных складок различной формы и размера, а тектонические расколы на границе крупных геотектонических структур контролировали расположение вулканических зон. Вслед за отложением ятулийских, суйсарских и вепских образований последовали движения новой фазы кондопожского периода дислокаций. В ходе ее, во многом отражая напряжения в области готской складчатости, расположенной восточнее Балтийского щита, территория Карелии была разбита системой разломов северо-западного направления. Эти разломы, резко несогласно секущие направления ятулийских структур, имели сквозной характер для всех докембрийских образований Карелии. Вдоль направлений этих расколов наряду с формированием различных по морфологии приразломных складок располагаются зоны милонитизации, осланцевания пород, участками — окварцевания, альбитизации. Расколы второй фазы кондопожских дислокаций в значительной мере отражены теперь в расположении орографических и гидрографических элементов на территории Карелии.

Ятулийские, суйсарские и вепские отложения, которые отделены от нижележащих комплексов угловым несогласием и корой выветривания, по составу пород, характеру их фациальных переходов, типу тектонических структур более всего отвечают платформенным образованиям (осадочный чехол молодой платформы).

- Белоусов В. В. Типы и происхождения складчатости. — Сов. геология, 1958, № 1.
- Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А. и др. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. В кн. — Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Богачев А. И., Куликов В. С., Некуров А. В., Слюсарев В. Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного Пояса. — Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1967, вып. 1.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по геологии протерозоя Северной Карелии. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Богданов Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита. — В кн. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры. — Сов. геология, 1956, № 54.
- Войтович В. С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита. — Геотектоника, № 1, 1971, стр. 33—42.
- Волотовская Н. А. Магматический комплекс района больших островов Северо-Западного Прилодажья. — Изв. Карело-Финск. научн.-исслед. базы АН СССР, 1948, № 4.
- Володичев О. И. Метаморфизм докембрийских комплексов в Прибеломорье и Западной Карелии. — Тезисы докладов на Межобластной конференции по теме «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск, 1971.
- Вяюринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959.
- Галдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. «Наука», Л., 1971.
- Галдобина Л. П., Соколов В. А., Хейсканен К. И. Об угловом несогласии между ятулийскими и сариольскими отложениями Центральной Карелии. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Геология СССР. Т. XXXVII, Карельская АССР, ч. 1, Геологическое описание. М., 1960.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. «Наука», Л., 1972.
- Гилярова М. А. Стратиграфия докарелия. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры среднего докембрия восточной части Балтийского щита. — Автореф. докт. дисс. Л., 1969.
- Глебовицкий В. А. Ультраметаморфизм ладожской формации. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. «Наукова Думка», Киев, 1966.
- Глебовицкий В. А., Турченко С. И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», Л., 1969.
- Григорьева Л. В. О строении и развитии Северо-Карельской зоны карелид. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Горлов Н. В. Структура беломорид. «Наука», Л., 1967.
- Григорьев П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1935.



- Демидов Н. Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение. — Тр. Карел. фил. АН СССР, 1961, вып. 26.
- Демидов Н. Ф. Протерозой Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид (Северная Карелия). — Автореф. дисс. Воронеж, 1966.
- Демидов Н. Ф. Строение разрезов сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса (район оз. Кукаозеро). — В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. «Недра», М., 1970.
- Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. «Наука», Л., 1967.
- Дюков С. А., Карпинская Н. В. Результаты геолого-геохронологических исследований в зоне сочленения восточно-карельских карелид с беломоридами. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. «Недра», Л., 1967.
- Кайряк А. И. К проблеме «иотния» Западного Прионежья. — Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 1.
- Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2. М.—Л., 1960.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», М., 1967.
- Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корях континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., 1967.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5.
- Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958а, № 2.
- Кратц К. О. Обзор тектоники восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. III, Тектоника. М., 1958б.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., 1963.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И. Геология и петрология гранито-гнейсов глубинных сечений карелид. — Советская геология, 1968, № 9.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И., Борисова К. Д., Сокол Р. С. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. «Наука», Л., 1969.
- Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б., Масленников В. А. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Наука», М., 1964.
- Лавров М. М. Нижнепротерозойские формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.
- Лазарев Ю. И. Линейность кристаллических сланцев Костомукшского железорудного месторождения и ее интерпретация. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 11.
- Лазарев Ю. И., Кожевников В. И. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. — Тр. Инст. геол. Карельск. фил. АН СССР. «Наука», Л., 1973, вып. 19.
- Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. — Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема II. «Недра», М., 1965.
- Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Макиевский С. И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Беломорья. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 4.

- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. «Наука», М., 1968.
- Михайлов А. Е. Классификация эндогенной складчатости. — Бюлл. МОИП, 1958, отд. геол., т. XXXIII, № 4.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность северо-западного Беломорья. — Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов. серия, т. 31.
- Московченко Н. И. Ритмично-слоистые образования Северной Карелии и особенности их метаморфизма. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. «Наука», Л., 1970.
- Московченко Н. И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма киапит-силлиманитового типа. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. «Наука», Л., 1971.
- Московченко Н. И., Турченко С. И. Стратиграфия суперкрупных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Мудди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. М., 1960.
- Негруца В. З. Опыт фацального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. — Советская геология, 1963, № 7.
- Негруца Т. Ф. Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклинория. — Вестник ЛГУ, 1967, № 18.
- Негруца Т. Ф. Основные черты тектонического строения Лехтинского синклинория Карелии. — Вестник ЛГУ, 1971а, вып. 1, геология и геофизика.
- Негруца Т. Ф. Типы разрывов и стратиграфия карелид северо-восточного склона Карельского массива. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971б.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотосодержанием. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 6.
- Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород района Чупа-Тикшозеро в Северной Карелии. — Тр. Лен. геол. треста, 1938, вып. 20.
- Неуструев Ю. С. Карелиды Северной Карелии. — Тр. XVII сессии МГК, 1939, т. 2.
- Новикова А. С. Тектоника магматогенных структур Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. «Наука», М., 1969.
- Новикова А. С., Чахмахчев В. Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций. — Геотектоника, 1967, № 4.
- Парфенов Л. М. Материалы по тектонической терминологии. — Тр. Инст. геол. и геофиз. Сибирск. отд. АН СССР, 1961, вып. 12.
- Паталаха Е. И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). — Геотектоника, 1971, № 4.
- Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Госгеолтехиздат, Л., 1957, вып. 1.
- Перевозчикова В. А. Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.
- Перекалина Т. В. Посткладожские граниты Сортавальского района. — Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, 1948, № 2.
- Перекалина Т. В. Посткладожские гранитоиды Северного Приладожья. — Уч. зап. МГУ, 1962, № 312, сер. геол., вып. 13.
- Перекалина Т. В. Сложная безкорневая интрузия Перяньями. — Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, 1953, № 4.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», М., 1970.
- Полканов А. А. Четвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — Тр. XVII сессии МГК, 1939, т. 2.
- Полканов А. А. Краткий очерк геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова. — Уч. зап. ЛГУ, 1940, № 49, сер. геолого-почв. наук, вып. 9.
- Полканов А. А. Геология хогландия — юттия Балтийского щита. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 6.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. — Докл. сов. геол. XXI сессии МГК, проблема 3, М., 1960.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.



- Предовский А. А., Петров В. П. О соотношении питкярапской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, вып. II, Л., 1964.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. Н. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. «Наука», Л., 1967.
- Робонен В. И. Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя Тунгудского района Карелии. — Тр. Карельск. фил. АН СССР, Материалы по геологии Карелии, 1958, вып. XI.
- Робонен В. И. Геосинклинальные формации Муезерского синклинория Восточной Карелии. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 4.
- Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. — Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, 1948, № 2.
- Саранчина Г. М. Постладожские интрузии основных пород юго-западной Карелии. — Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, 1949, № 3.
- Саранчина Г. М. Нижнепротерозойские гранитоиды Приладожья. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (Тезисы докладов). «Наукова Думка», Киев, 1966.
- Смирнова В. С., Бабошин В. А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитовосность архейских образований юго-западного Беломорья. «Недра», Л., 1967.
- Соколов В. А. О геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья. — Тр. Карело-Финск. фил. АН СССР, 1955, вып. III.
- Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. — Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1958, вып. XI.
- Соколов В. А. Геология и литология среднепротерозойских карбонатных пород Карелии. Л., 1963.
- Соколов В. А. Ятулий Карелии и смежных районов. — Автореф. дисс. Петрозаводск, 1970.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Некоторые формы предятулийского погребенного рельефа в Карелии. — ДАН СССР, 1966, т. 168, № 2.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Геология и палеогеография ятулийских отложений Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. О влиянии ятулийского вулканизма на осадконакопление. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. «Недра», М., 1971, вып. 3.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Хейсканен К. И., Светов А. П., Голубев А. И. Сумийско-сарийолийский вулканогенно-осадочный (осадочно-вулканогенный) комплекс Центральной Карелии. — Тезисы докладов по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии», Петрозаводск, 1971.
- Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. «Недра», М., 1966, вып. 1.
- Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (Западная Карелия). — Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. XXVI.
- Стенарь М. М. Геология карельских образований зоны Хедозеро—Большозеро—Кимасозеро (Западная Карелия). — Автореф. дисс. Л., 1964.
- Стенарь М. М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). — В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4.
- Стенарь М. М., Володичев О. И. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», Л., 1970.
- Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. — Междунар. геол. конгресс, XVII сессия, Путеводитель, Северная экскурсия, Карельская АССР. ОНТИ, Л.—М., 1937.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. — Тр. Лен. геол. упр., 1939, вып. 19.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4.
- Судовиков Н. Г. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований. — Тр. Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири. М.—Л., 1958.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). «Наука», Л., 1970.
- Сыстра Ю. И. Тектоническое строение участка оз. Большое Крохино (Западное Беломорье). — Тезисы докладов на межобластной конференции молодых уче-

- ных по теме «Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР», Петрозаводск, 1969.
- Сычева-Михайлова А. М. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау и южной части Башкирского антиклинория. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1969.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. — В кн.: Петрография СССР, сер. I. Региональная петрография, т. 13, вып. 5, М.—Л., 1935.
- Хаин В. Е. К проблеме классификации структурных участков земной коры. — ДАН СССР, 1954, т. 10, № 11.
- Хаин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. — Бюлл. МОИП, 1957, отд. геол., т. XXXII, вып. 5.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. — Тр. Ленингр. геол. управл., 1941, вып. 23.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. — Докл. сов. геол. XXI сессии МГК, проблема 9. М., 1960.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада. «Недра», М., 1966, вып. 8.
- Харитонов А. Л. Постладожские деформации в гранито-гнейсах куполовидных структур Северного Приладожья. — Автореф. дисс. Л., 1971.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. «Наука», М., 1967.
- Цейслер В. М. Разновидности глыбовых складок в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Бюлл. МОИП, 1965, т. XI, вып. 1.
- Цирюльников М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1968.
- Цирюльников М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенной (лептитовой) железисто-кремнистой формации Карелии. «Наука», М.—Л., 1964.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Железисто-кремнистые формации Карелии. — Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1970, вып. 5.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. — Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. XXVI.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1968.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитность). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14.
- Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. — Геотектоника, 1967, № 3.
- Cloos H. Hebung—Spaltung—Vulkanismus. — Geol. Rundschau, 1939, Bd. 30, H 4 A.
- Eskola P. Hufvuddragen av Onega-Karelen geologi. — Teknikern, Helsinki, 1919, 29.
- Eskola P. On the petrology of Eastern Fennoskandia. 1. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. — Fennia, 1925, 45, № 19.
- Eskola P. Über die Geologie Ostkareliens. — Geol. Rundschau, 1948, Bd. 35, № 2.
- Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1949, vol. 104, p. 4, № 116.
- Hackman V. Suomen geologinen yleiskartta. Lepti D 2. Savonlinna. Kivilajikartan selitys. Helsinki, 1933.
- Hausen H. Geologie des Soanlahti-Gebietes im südlichen Karelän. — Bull. Comm. geol. Finlande, 1930, № 90.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. — Bull. Comm. geol. Finlande, 1958, № 182.
- Ramsay J. G. Geometry of conjugated fold systems. — Geol. mag., 1962, vol. 99, № 6.
- Sederholm J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. — Bull. Comm. geol. Finlande, 1930, № 91.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York a. o., McGraw-Hill, 1963.



	Стр.
Предисловие (Ю. И. Лазарев, В. А. Соколов) . . . . .	3
АРХЕЙ (М. М. Стенарь) . . . . .	5
Беломориды. Взаимоотношения беломорид с карелидами. Состояние геологической изученности (М. М. Стенарь) . . . . .	6
Периоды деформаций беломорского комплекса (М. М. Стенарь) . . . . .	9
Характеристика и последовательность формирования структур отдельных районов Западного Беломорья . . . . .	18
Район губы Поньгомы Белого моря (О. И. Володичев), Чупино-Энгозерский район (М. М. Стенарь): участок озер Боярское—Ульманга (В. С. Степанов, М. М. Стенарь), участок оз. Лоухское (Ю. И. Сыстра, М. М. Стенарь), участок озер Юлозеро—Телячье (М. М. Стенарь, В. В. Щипцов), участок оз. Пиземское—дер. Гридино (М. М. Стенарь, Ю. И. Сыстра). Кемско-Беломорский район (М. М. Стенарь, В. С. Степанов).	
История тектонического развития беломорид (М. М. Стенарь) . . . . .	45
Выводы (М. М. Стенарь) . . . . .	47
ПРОТЕРОЗОЙ (Ю. И. Лазарев, В. А. Соколов) . . . . .	50
Ребольский период деформации . . . . .	52
Строение области ребольской складчатости . . . . .	52
Комплексы пород (Ю. И. Лазарев) . . . . .	52
Тектонические структуры . . . . .	66
Зоны меридиональной складчатости (Ю. И. Лазарев). Зоны северо-восточной складчатости: район оз. Верхнее Куйто (Ю. И. Лазарев), район озер Б. Ровкульское—Лексозеро—Тулос (Ю. И. Лазарев, Л. П. Свириденко, А. С. Семенов).	
Сопоставление районов северо-восточной и меридиональной складчатости (Ю. И. Лазарев) . . . . .	67
Селецкий период деформаций . . . . .	70
Тектонические структуры сумийско-сариольского вулканогенно-осадочного комплекса . . . . .	70
Типы разрезов (К. И. Хейсканен) . . . . .	70
Линейные структуры . . . . .	73
Кумсивская приразломная синклиналь (Л. Ф. Бондарь, К. И. Хейсканен). Пальеозерская синклинальная структура (К. И. Хейсканен). Хожозерская структура (К. И. Хейсканен). Мелкие структуры (К. И. Хейсканен).	
Синклинории (К. И. Хейсканен) . . . . .	83
Фациально-тектоническая реконструкция периода формирования сумийско-сариольского вулканогенно-осадочного комплекса (К. И. Хейсканен) . . . . .	85
Тектоническое строение унаследованных прогибов Северо-Ладжской и Северо-Карельской зон . . . . .	91
Северо-Ладжская зона (Ю. И. Лазарев) . . . . .	91
Северо-Карельская зона (восточная часть) (Н. И. Московченко) . . . . .	96
О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии (М. М. Лавров, Л. П. Свириденко) . . . . .	103

	Стр.
Селецкие структуры в ребольском фундаменте . . . . .	108
<p>Район оз. Тулос (Ю. И. Лазарев, Л. П. Свириденко, А. С. Семенов). Район озер Челмозеро—Нюкозеро—Мельгозеро (Е. Ф. Белоусов, Н. Ф. Демидов, А. И. Крохин, Н. В. Мельянцева). Район озер Кимасозеро—Лувозеро (В. Я. Горьковец, К. А. Инина, М. Б. Равская).</p>	
Особенности стиля селецких движений и корреляция фаз складчатости	117
Унаследованные прогибы и зоны движений в доселецком фундаменте (Ю. И. Лазарев) . . . . .	
О положении и месте структур сумийско-сариолийского комплекса (Ю. И. Лазарев) . . . . .	120
Кондопожский период деформаций . . . . .	122
Тектонические структуры ятулия . . . . .	122
Карельская впадина . . . . .	124
<p>Сегозерско-Елмозерско-Ругозерская структура (В. А. Соколов). Петровгорская структура (В. А. Соколов). Янгозерско-Селецко-Маслозерская структура (В. А. Соколов). Лубосалминская структура (В. А. Соколов). Мотко-Воломская структура (В. А. Соколов). Чирко-Кемская структура (В. А. Соколов). Шоба-Саповарская структура (В. А. Соколов). Летнеозерская структура (В. И. Робонен, В. А. Соколов).</p>	
Южно-Карельская впадина . . . . .	137
<p>Онежская структура (Мульда): участок восточного крыла (В. А. Соколов), участок центральной части (Л. П. Галдобина, В. А. Соколов), участок западного крыла (А. П. Светов), участок северо-западного крыла (Л. И. Голубев, В. А. Соколов), участок северного крыла (Ю. Б. Лобанов), участок северо-восточного крыла (В. А. Соколов). Суоярвская структура (мульда) (В. А. Соколов). Туломозерская структура (мульда) (В. А. Соколов). Малоянисъярвинская структура (В. А. Соколов).</p>	
Блоки и выступы (В. А. Соколов) . . . . .	148
Особенности морфологии ятулийских тектонических структур (В. А. Соколов) . . . . .	149
Последовательность тектонического развития в ятулии (В. А. Соколов)	151
Выводы (В. А. Соколов) . . . . .	162
Заключение (Ю. И. Лазарев, В. А. Соколов, М. М. Стенарь) . . . . .	163
Литература . . . . .	168



## ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

*Утверждено к печати  
Институтом геологии Карельского  
филиала АН СССР*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*  
Художник *И. П. Кремлев*  
Технический редактор *Г. А. Бессонова*  
Корректоры *Л. Я. Комм, Г. А. Мошкина и В. А. Пузиков*

Сдано в набор 16/IV 1973 г. Подписано к печати 3/VIII 1973 г.  
Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Печ. л. 11 + 2 вкл.  
(<sup>3</sup>/<sub>4</sub> печ. л.) = 16,45 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16,56. Изд. № 5262.  
Тип. зак. № 232. М-07550. Тираж 600. Цена 1 р. 66 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12